BIBLIOTHÈQUE
DES SCIENCES
CONTEMPORAINES

H. GUÈDE

La Géologie

Schleicher Frères.

Prix : 2 fr. 45 net.

H. GUÈDE

LA GÉOLOGIE



BIBLIOTHÈQUE

DES

SCIENCES CONTEMPORAINES

BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES CONTEMPORAINES

LA GÉOLOGIE

PAR

H. GUÈDE

Avec 151 figures dans le texte

PARIS
LIBRAIRIE SCHLEICHER FRÈRES
8, RUE MONSIEUR-LE-PRINCE, 8

PRÉFACE

Le livre que voici ne s'adresse ni aux professeurs, ni aux savants ; ils n'y trouveraient d'idées originales, de théories fécondes, d'observations précieuses, que les leurs. Il n'a pas davantage la prétention d'accroître le champ d'explorations de la Science. Son but est modeste.

L'origine et l'histoire de la Terre sont pour tous des objets de curiosité ; mais, pour beaucoup de personnes, les affirmations de la Géologie semblent bien audacieuses, et la plupart accueillent la révélation de l'existence de Bambous et de Nénuphars dans les contrées arctiques, à une époque relativement récente, avec un scepticisme qui se traduit généralement par des interrogations de ce genre : Qui vous l'a dit? Comment peut-on le deviner? Personne ne l'a vu.

C'est à de pareilles questions que l'auteur tente de répondre, et pour cela, il n'a eu à s'imposer aucun effort de pensée ou d'éloquence. Les raisons que l'on possède pour admettre que le globe n'a pas acquis dès son origine l'aspect que nous lui connaissons existent et sont appuyées de faits indéniables. Malheureusement, les faits sont exposés dans de volumineux ouvrages remplis de minutieux détails qui en rendent la lecture difficile, ou dans quelques traités spécialement rédigés pour des candidats à tel ou tel examen.

L'auteur de la présente *Géologie* a voulu servir d'intermédiaire entre ces deux genres de livres : compléter ce qu'il y a de sommaire peut-être dans les derniers, donner au lecteur le désir d'élucider, par la lecture des ouvrages complets, les points que le sien laisse dans l'ombre, et montrer aux sceptiques et aux incrédules que tout n'est pas, en Géologie, du ressort de l'imagination, qu'elle est une science véritable.

C'est pourquoi il a laissé, volontairement, de côté tout ce qui pourrait paraître chimérique ou exagéré. On ne trouvera dans ce livre aucune description, aucun essai de reconstitution pittoresque. Là où l'imagination d'un G. Flaubert ou d'un Edgar Poë hésiterait, l'auteur ne se sent pas le droit d'imposer sa vision personnelle. En outre, la science est grave, elle se heurte à trop de mystères pour s'attarder aux jeux de la fantaisie; et le but premier de l'auteur est d'instruire. Ce qu'il apporte, ce sont les documents fournis par les recherches des savants, c'est une base solide d'où le lecteur pourra, à son gré, donner l'essor à ses rêves, appuyer des conceptions de paysages fantastiques peuplés d'animaux formidables, ou celles de campagnes paisibles, semblables aux nôtres, habitées par des êtres voisins de nous.

Il avait donc raison de dire que son but est modeste, puisqu'il se borne à vulgariser, à exposer les découvertes des autres, à résumer leurs théories. De celles-ci, il s'est efforcé de choisir les plus simples, les plus vraisemblables, les plus claires, et, sans méconnaître le mérite d'aucun, il a cru devoir, dans les cas dou-

teux, s'en rapporter à l'autorité universellement admise de M. A. de Lapparent, et il souhaite, à présent, que son effort ne reste pas absolument stérile, qu'il inspire à tous le respect et l'admiration d'une science dont l'utilité pratique est démontrée par de plus autorisés que lui, et qui recherche la solution du plus mystérieux problème qui soit proposé à l'esprit humain.

H. G.

TABLE DES MATIÈRES

DEUXIÈME PARTIE.

ALTÉRATIONS DE LA SURFACE.

TROISIÈME PARTIE.

L'ÉNERGIE INTERNE.

LIVRE DEUXIÈME.

L'ÉVOLUTION DE LA TERRE.

LA GÉOLOGIE

INTRODUCTION

I. GÉNÉRALITÉS.

La Géologie est l'histoire du globe terrestre, son but est de reconstituer les formes de la surface de la terre durant le cours des siècles; c'est, si l'on veut, la géographie physique du passé. Elle doit donc rechercher la composition et la disposition des masses minérales formant la partie de la terre accessible à l'homme, pour établir entre elles les relations qui les unissent.

Cette investigation conduit l'observateur à cette première conclusion que, dans son état actuel, le globe offre le dernier degré d'une longue suite de transformations accomplies durant le cours du temps, et dont chacune a laissé des traces encore visibles.

Pour établir les faits essentiels de cette histoire, l'homme ne trouve, à sa disposition, dans la nature, que deux sortes de documents : les uns appartiennent exclusivement au monde *minéral*, les autres au monde *organique*.

Les matériaux d'origine minérale sont les *roches*, éléments constituant la couche solide du globe, et formés par la juxtaposition de minéraux.

Les matériaux d'origine organique sont de deux sortes. Les premiers se présentent avec les caractères habituels des êtres organisés, ce sont les animaux et les végétaux vivant actuellement à la surface de la terre. Les autres, au contraire, nommés *fossiles*, ne décèlent leur origine que par

leur forme plus ou moins exactement conservée, alors que leurs organes subissaient des actions chimiques destructives.

Quel que soit celui de ces deux groupes de matériaux auquel un échantillon donné appartienne, la Géologie n'a pas à définir son espèce. Cette définition est l'objet de sciences pourvues de méthodes d'observation nettement établies ; ce sont : la *Minéralogie*, la *Zoologie* et la *Botanique*. On ne songe plus, en effet, aujourd'hui à restreindre ces deux dernières à la seule étude des formes vivantes, sous peine de leur ôter les moyens d'acquérir une notion complète de l'ordonnance générale du monde organique.

Par contre, le géologue doit se préoccuper à la fois des associations produites par les minéraux, par les animaux et par les végétaux. En d'autres termes, l'étude des roches, jointe à celle des faunes et des flores disparues, s'impose à tous ceux qui prétendent contribuer aux progrès de la Géologie. De là résulte, dès le début de cette science, une subdivision en deux parties : la *Lithologie* ou *Pétrographie*, qui étudie les roches, et la *Paléontologie*, qui se propose de déterminer les faunes et les flores éteintes, leurs rapports avec les animaux et les végétaux actuels, et les conditions extérieures qui ont favorisé leur développement. A la vérité, cette dernière partie est de moindre importance, et l'examen d'une faune ou d'une flore disparue, comparée aux faunes et flores actuelles, permet seulement quelques hypothèses vraisemblables sur la nature du milieu ambiant.

De nos jours, la Pétrographie et la Paléontologie ont pris le développement de sciences spéciales. La première est, en effet, intimement liée à l'analyse chimique et à l'Optique physique ; la seconde est inséparable de la Zoologie et de la Botanique. Or, ces deux dernières branches de la Biologie constituent deux rameaux bien différents, la mission du géologue ne saurait donc être d'embrasser simultanément des connaissances aussi dissemblables, et s'il lui est indispensable de se maintenir au courant des derniers progrès de

la Pétrographie et de la Paléontologie, son but principal devra en être différent.

Tandis que le pétrographe ou le paléontologiste accomplira sa tâche entouré des instruments de laboratoire, le géologue devra déterminer, sur place, les rapports de position des roches et des restes organiques. Les masses minérales qui supportent la terre végétale sont très différentes d'un point à l'autre, à la fois dans le sens horizontal et dans le sens vertical, en surface et en profondeur. Tantôt les roches forment d'importants massifs à éléments cristallins répandus dans les terrains encaissants, à la manière des laves actuelles ; tantôt elles se divisent en couches superposées dont la composition et l'arrangement élémentaire attestent un dépôt effectué dans un milieu liquide. Il faudra donc que les investigations du géologue le conduisent à la détermination des lois de la juxtaposition et de la superposition de ces roches. Il en sera de même pour les associations organiques. Elles se succèdent, en profondeur, suivant un ordre que nous établirons, et qui offre la plus haute importance au point de vue de l'évolution de notre planète.

Si l'on ajoute encore que les observations de juxtaposition et de superposition sont difficiles, car les travaux d'art ou les accidents du sol, qui mettent à découvert une portion importante de terrain sur une profondeur appréciable, sont clairsemés, on comprendra que la tâche du géologue, qui consiste à observer, à relier entre elles des données éparses au moyen de cartes et de coupes figurant les rapports des masses minérales, exige autant de patience et de sagacité que les recherches du paléontologiste et du minéralogiste.

On donne le nom de *Stratigraphie* à la partie de la Géologie qui a plus spécialement pour but l'étude des roches *sédimentaires* ou *stratifiées*, c'est-à-dire celles qui se sont déposées au sein des eaux et qui affectent la forme de dépôts. Pour beaucoup, elle constitue seule la géologie ; nous venons de montrer que, si son importance est grande, elle n'est cependant qu'une partie de la science ; nous exposerons

plus tard qu'aidé des seules lois de la juxtaposition et de la superposition, le géologue serait, le plus souvent, impuissant à accomplir sa tâche.

La conclusion dernière de la Géologie devrait être l'explication théorique des faits observés, l'exposé des causes qui ont présidé à la formation et à l'épanchement des roches comparables aux laves des volcans actuels, des conditions qui ont favorisé la cristallisation de leurs éléments, l'énoncé des lois selon lesquelles le relief du sol s'est modifié durant les périodes géologiques et qui régissent les variations de forme des continents, avec la distribution des océans et des terres. Ces questions rentrent dans un chapitre spécial, la Géogénie. La solution en présente nombre de difficultés, et l'hypothèse y joue un rôle prépondérant. De nos jours, l'expérience est venue en aide aux théories, mais comme il y a une disproportion énorme entre les méthodes du laboratoire et les procédés naturels, elle n'a réussi que rarement à éclaircir le problème.

II. CONSTITUTION GÉNÉRALE DU SOL.

Si l'on étudie la constitution du sol, on est amené à diviser es roches en deux grandes catégories : les roches *éruptives* et les roches *stratifiées*.

En France, les premières sont très bien représentées, en Auvergne, par le *Basalte*. C'est une roche noire, compacte, formant des *coulées* que l'on peut suivre sur une grande longueur, et dont l'origine se trouve dans les cratères des anciens volcans de la région. Au point de vue lithologique, le Basalte est très analogue aux laves actuelles. De là le nom de *roches éruptives* donné au Basalte et aux roches similaires. Parmi les roches éruptives, il en est une autre dont la structure cristalline est visible au plus grossier examen ; c'est le *Granite*, qui forme la plus grande partie du sol en Bretagne, dans le Morvan, dans le Cotentin, etc. On définira

donc une roche éruptive, une roche constituée par des minéraux cristallisés, ceux-ci étant ou n'étant pas disséminés dans une masse non cristallisée (*pâte amorphe*).

Certaines régions de la France, les environs de Paris entre autres, sont absolument dépourvues de roches éruptives ; par contre, si l'on étudie les carrières ou les tranchées ouvertes, par exemple, pour l'établissement d'une voie de chemin de fer, on trouve les roches disposées en couches parallèles horizontales ou non, et qu'on nomme *strates*. De telles roches sont dites *stratifiées*. Leur origine est facile à expliquer par l'observation des dépôts qui s'effectuent sur le bord de la mer, ou sur les rives des fleuves. Les éléments tenus en suspension dans l'eau se déposent; dès que l'agitation du liquide cesse, les corps les plus lourds, tels que les graviers, tombent les premiers au fond, sur eux viennent se déposer les sables et enfin les boues et les limons. Les roches stratifiées se sont déposées de cette manière, et, comme on donne le nom de *sédiments* aux matériaux charriés par les eaux, on désigne aussi les roches stratifiées sous le nom de *roches sédimentaires*.

C'est dans les roches sédimentaires que l'on trouve les débris d'animaux ou de végétaux, qui ont vécu soit dans les eaux, soit dans le voisinage du lieu où s'effectuaient ces dépôts.

Comme il a été dit plus haut, l'étude de la superposition des roches sédimentaires est la Stratigraphie. Cette étude montre que les roches sédimentaires s'étant déposées dans des eaux tranquilles, leur *stratification* a dû être, primitivement, horizontale. Cependant, il n'est pas rare de rencontrer des roches stratifiées, dont les couches forment avec l'horizon un angle très appréciable. On explique cette apparence par des mouvements du sol postérieurs au dépôt, ou, d'autres fois, par l'injection d'une roche éruptive qui a disloqué la masse des sédiments.

Au lieu d'être inclinées, les couches peuvent être ondulées, et les plis sont comparables à ceux qui se forment sur

une étoffe, un tapis, par exemple, qu'on repousse latéralement. On voit alors se former des parties saillantes et des parties rentrantes. Les premières sont des *plis anticlinaux*, les secondes sont dites *plis synclinaux*. Dans un pli anticlinal, le sommet est en haut et les couches prennent deux inclinaisons opposées. Dans un pli synclinal, les strates s'inclinent de manière à se rencontrer au point le plus bas.

Dans les cas que l'on signale ainsi, on admet que les couches, horizontales, inclinées ou plissées, restent parallèles. La stratification est alors dite *concordante*. Cette apparence n'est pas toujours réalisée. Il arrive fréquemment que sur un système de strates parallèles inclinées, repose un autre système de couches horizontales ou d'une inclinaison différente de la première. La stratification est alors dite *discordante*. On comprend aisément qu'une pareille stratification ait pu se produire, si la mer est venue déposer des sédiments sur un fond de strates primitivement horizontales, puis inclinées par suite d'un mouvement du sol.

Ces mouvements des couches sédimentaires amènent des solutions de continuité, des cassures dans l'étendue des sédiments. Lorsque, à la suite d'une fracture, une partie des couches reste en place d'un côté et s'affaisse de l'autre, il n'y a pas de continuité dans la direction horizontale d'une couche. Un tel genre de cassure est nommé *faille*. Des fractures de ce genre peuvent amener une continuité apparente de couches que l'étude paléontologique montre comme d'âge très différent.

Les roches éruptives se disposent de deux façons par rapport aux couches stratifiées. Parfois, elles forment des *massifs*, c'est-à-dire de grandes masses sur les côtés desquelles on retrouve les roches sédimentaires soulevées et disloquées. D'autres fois, on rencontre, au milieu des strates, des fissures, ou des fentes remplies par les roches éruptives qu'on nomme des *filons*. Un filon, parvenu à la surface, s'épanche souvent en une nappe ou *coulée*.

Les régions très disloquées du globe offrent fréquemment

de grandes fissures qui sont remplies non plus par des roches éruptives, mais par des composés chimiques particuliers, entre autres par des sels métalliques d'où l'on peut extraire le métal (*minerais*). Ces corps sont accompagnés de matières pierreuses, sans usage industriel, qui forment la *gangue*. Ces associations de minerais et de gangue sont les *filons* ou *gîtes métallifères*. Leur origine, encore obscure, peut être expliquée de la manière suivante : des eaux souterraines chaudes, chargées de substances minérales, se sont élevées dans les fissures produites par des mouvements du sol, et les matériaux du filon métallique se sont déposés par évaporation. Le mode de *remplissage* des filons est d'ailleurs très complexe, car les substances minérales ont pu venir du dehors, de l'intérieur, ou être empruntées, au moins en partie, à la roche environnante. Ce dernier cas est celui de certains gîtes métallifères dits *gîtes d'exsudation* ou *de sécrétion*. Le cas d'un remplissage par apport de matériaux internes est nommé *gîte d'émanation*. Le remplissage a pu, très rarement il est vrai, s'opérer par injection directe : une roche éruptive amenant avec elle des substances métalliques, qui se sont plus tard séparées d'elle. Enfin, les sels métalliques ont pu être entraînés dans de la vapeur d'eau, phénomène qui correspond, semble-t-il, à l'activité des sources thermo-minérales actuelles.

III. RÉSUMÉ HISTORIQUE.

Tout cet ensemble de faits et les théories qui en ont été déduites sont le résultat d'un nombre relativement petit d'années d'études. Les philosophes de l'antiquité nous ont légué plus d'hypothèses que d'observations faites sur nature. Dès le début, on voit naître deux écoles entre lesquelles se partageront, plus tard encore, les savants. Pour les uns, comme Thalès de Milet et Xénophane de Colophon, l'eau est l'élément créateur. Cette origine de la théorie *neptunienne* peut

avoir son origine en Egypte, pays où le phénomène des inondations périodiques du Nil est le principe même de la vie. D'autre part, Zénon, Empédocle, Héraclite, témoins des phénomènes volcaniques de l'archipel grec, considèrent le feu comme le premier agent de la formation du globe. Pour Thalès, la terre est sphérique et placée au centre de l'univers, elle est supportée par une masse d'eau dont les mouvements causent les tremblements de terre et le jaillissement des sources. Anaximène suppose la terre aplatie et admet qu'elle est soutenue par l'air. Xénophane découvre des fossiles dans les carrières de marbre de Paros et dans celles de Syracuse, il les considère comme des sortes d'animaux et acquiert ainsi une certaine notion des variations dans les rapports de position des terres et des océans. Empédocle attribue à un feu central l'origine des eaux thermales et le soulèvement des montagnes. L'école pythagoricienne se montre éclectique, elle admet bien les changements de position de la terre et des eaux, d'après la présence de coquilles marines à de grandes distances des rivages, mais elle reconnaît que le creusement des vallées est dû à l'action des eaux. Elle explique les variabilités de situation de la terre ferme et de la mer, par le jeu des volcans dont elle étudie les lois, et elle observe les déplacements des cratères. C'est un pythagoricien, Philolaüs, qui émet la première hypothèse du mouvement diurne de la terre et qui place le soleil au centre de l'univers.

Le grand naturaliste de l'antiquité, Aristote, se montre très inférieur aux philosophes précédents. Il combat l'hypothèse du mouvement de la terre et n'admet pas la conception du soleil central. Dans l'explication de la présence de coquilles marines dans l'intérieur des terres, il est au-dessous de Xénophane. Il interprète leur présence de la manière la plus étrange, pour peu que les espèces observées diffèrent des espèces actuelles. Les Nummulites d'Egypte sont, pour lui, les restes pétrifiés de provisions de lentilles accumulées par les Pharaons, pour la nourriture des esclaves, ou bien les

pièces de monnaie pétrifiées du trésor d'un personnage légendaire. Les ossements des grands Mammifères deviennent les restes d'une race de géants antérieure à l'Homme. Quant aux empreintes de Poissons, dont il existe de remarquables gisements dans le bassin de la Méditerranée, ce sont des *jeux de la nature*.

Cette théorie des jeux de la nature a persisté durant tout le moyen âge, appuyée de l'autorité du grand philosophe. Avicenne admet qu'une force mystérieuse, *vis plastica*, engendre les fossiles dans le sein de la terre. Au seizième siècle, le minéralogiste Agricola suppose que, sous l'action de la chaleur interne, les matières grasses du sol se transforment et deviennent les coquilles fossiles. Mercati, à la même époque, les considère comme formées sous l'influence des astres.

Avec Léonard de Vinci, des idées rationnelles commencent à se faire jour. En creusant un canal dans l'Italie du Nord, il mit au jour un grand nombre de coquilles et soutint qu'elles avaient appartenu à des animaux vivant aux lieux où on les trouvait enfouies et que, par suite, la mer avait, à une certaine époque, couvert les hauteurs. Il demande comment l'influence des astres peut expliquer l'origine des graviers que l'on rencontre à diverses altitudes et dont les galets semblent avoir été arrondis par l'eau courante. En France, Bernard Palissy, conduit par son industrie à exploiter des argiles fossilifères, s'offre à prouver, contre tous les docteurs en Sorbonne, que les fossiles sont des débris d'organismes ayant vécu là où on les observe pendant que les restes « n'étoyent que de l'eau et de la vase, lesquels ont été pétrifiés depuis ».

Quelle que soit l'ingéniosité des observations et des déductions de ces grands esprits, il faut laisser passer un siècle pour rencontrer un corps de doctrine, basé sur ces observations éparses. C'est au Danois Nicolas Sténon que la Géologie doit d'avoir établi des théories encore admises et confirmées actuellement. Résidant à la cour du grand duc de

Toscane, il reconnut les caractères sédimentaires des éléments des couches du sol, ainsi que leur superposition conforme aux lois de la pesanteur s'exerçant au milieu d'une masse liquide. De là, il déduit l'horizontalité primitive des dépôts et conclut que l'inclinaison des couches résulte de changements survenus dans leur gisement originel, changements qu'il attribue aux feux souterrains. Il distingue les roches volcaniques des roches stratifiées, observe les terrains primitifs dépourvus de débris organiques et reconnaît plusieurs époques dans la formation du sol toscan. D'après lui, deux fois ce pays a été couvert par la mer, deux fois il a été une plaine basse, et deux fois une région montagneuse. C'est Sténon qui le premier montra que les pétrifications en forme de pointes de flèche qu'on appelle des *glossopètres*, étaient des dents de Poissons. Son ouvrage intitulé *De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus* parut en 1669 et reste le plus remarquable écrit que le dix-septième siècle nous ait laissé sur la Géologie.

En 1644, Descartes avait publié à Amsterdam ses *Principes de la philosophie*, où il représente la terre comme un astre éteint conservant dans son intérieur un feu central cause des dislocations du globe. Il est certain que de 1664 à 1666, Sténon s'est trouvé en relation avec le philosophe français, mais rien ne prouve qu'il ait puisé le germe de ses théories dans les écrits publiés antérieurement au sien. On n'ôte rien à la gloire de Descartes, en restituant à Sténon la paternité des idées qu'il émet dans son ouvrage. La spéculation théorique n'y a qu'une faible part, l'étude des terrains, l'enchaînement des faits et les explications proposées, sont si logiquement déduits, qu'il est inutile d'y rechercher une autre influence que celles d'excellentes observations interprétées avec une rigueur de raisonnement particulièrement puissante.

La trace de la doctrine de Sténon est nettement reconnaissable dans les théories émises par Leibnitz en 1693. Celui-ci adoptait les idées de Descartes et celles de Sténon. Il attri-

buait la plus grande partie des phénomènes géologiques à une force ignée interne. Le noyau central, se refroidissant, produit une première écorce solide, les dislocations de ces couches résultent de ruptures dans la profondeur du noyau, ruptures dues à son refroidissement. Leibnitz attribuait aussi une origine aqueuse à certaines roches, mais sans citer d'observations personnelles et se rapportant uniquement aux recherches de Sténon.

En 1705, Robert Hooke, dans son *Discours sur les tremblements de terre*, compare le premier les coquilles fossiles aux médailles qui donnent la chronologie des temps passés, comparaison dont se sont servis, par la suite, nombre de vulgarisateurs. Hooke explique la présence de coquilles sur les montagnes et dans l'intérieur des terres, par des mouvements du sol analogues à ceux qui résultent des tremblements de terre. Toutefois, il s'exagère l'importance de ceux-ci. Le premier, il a reconnu les changements de faune, et la présence, dans l'île de Portland, de débris de Tortues le conduit à la conception d'un climat plus chaud à des époques antérieures. Il attribuait les variations de la température moyenne à un changement dans l'inclinaison de l'axe de la terre, idée qui a été reprise plusieurs fois par la suite.

Un peu plus tard, à la suite de Leibnitz, un jésuite, le père Kircher, reprend les idées de son devancier. Il les appuie sur des observations faites dans des mines, prouvant que la température s'élève à mesure que l'on s'enfonce dans le sol, décrit un tremblement de terre observé en Calabre, et attribue les phénomènes volcaniques à un feu central. Emettant une idée qui a été reprise de nos jours, il suppose que les différents volcans sont alimentés par autant de lacs souterrains de matière en fusion. Enfin, il propose une hypothèse que, plus tard, Elie de Beaumont développera, c'est que les chaînes de montagnes sont dirigées suivant certaines directions, ayant entre elles des relations géométriques.

Buffon, qui vint après, s'inspira des idées de ses prédécesseurs. Il regarda les fossiles comme des espèces disparues,

ayant vécu là où on les trouve ; il fit observer que leur constitution suppose une température supérieure à la température actuelle ; il comprit que l'état actuel de la terre est le résultat d'une évolution lente. Il expliqua les modifications des climats par l'hypothèse d'un foyer interne se refroidissant, et justifia cette hypothèse, comme le père Kircher, par l'accroissement de température observé dans les mines. De plus, il expliqua tous les phénomènes de sédimentation par l'action des courants marins, par le mouvement des eaux à la surface de la terre, ou par la lutte de la mer contre ses rivages ; il attribua aux eaux torrentielles le creusement des vallées. Malheureusement, il abandonna l'hypothèse du feu central pour l'explication des volcans, qu'il remplaça par celle de phénomènes électriques et d'inflammations accidentelles de matières pyriteuses et combustibles. En somme, après avoir tiré de faits connus, quelques conséquences justes, il se laissa égarer, comme ses prédécesseurs, dans des spéculations théoriques, où l'expérience et l'observation directe n'ont qu'une très faible part.

L'observation des faits géologiques fut reprise au milieu du dix-huitième siècle. En Italie, Lazzaro Moro recueille des documents sur les volcans et les tremblements de terre. Vers 1707, une éruption se produit dans le golfe de Santorin et les secousses qui l'accompagnent amènent la formation d'une île nouvelle, élevée de huit mètres au-dessus du niveau de la mer. Frappé de ce phénomène, Moro, dépassant les conclusions légitimes de ses observations, considère les tremblements de terre comme l'unique cause de toutes les dislocations du globe. En 1751, un hasard amène Guettard à découvrir la lave de Volvic, il se rend en Auvergne et découvre les vestiges des anciens volcans, dans lesquels on ne voulait voir que des scories abandonnées par d'anciens métallurgistes. En 1771, Desmarets visite l'Auvergne et reconnaît la grande extension des phénomènes volcaniques anciens. C'est à Guettard et à Desmarets qu'on doit la découverte de l'origine ignée du basalte.

Toute la fin du dix-huitième siècle est remplie par les discussions sur l'origine des roches auxquelles les *plutoniens* attribuent une origine ignée, tandis que les *neptuniens* leur attribuaient une origine aqueuse.

A la tête de ces derniers fut l'illustre **Werner**, professeur à l'École des mines de Freiberg. Doué d'un incomparable talent d'observation et d'analyse, il joue en Géologie le même rôle que Linné en Zoologie et en Botanique ; ce fut un classificateur. C'est à lui que la géologie doit ses bases positives ; il établit pour l'Allemagne l'âge relatif des couches du sol, il caractérisa les roches par les minéraux qui les composent, reconnut les terrains paléozoïques, fit une description minutieuse des filons métallifères et s'essaya à fixer leur âge relatif. Les conceptions théoriques de Werner furent beaucoup moins brillantes. Pour lui, les matériaux constituants de toutes les roches étaient contenus, à l'origine, soit en dissolution, soit en suspension dans l'eau de l'océan ; les uns s'en sont séparés par voie chimique, les autres par voie mécanique, de sorte que, stratifiées ou cristallines, les roches sont toutes des dépôts marins. Les roches cristallines se sont produites par voie de précipitation, avant l'origine de la vie sur la terre, et ont formé les *terrains primitifs*. Ensuite, la profondeur de la mer diminuant, il se produisit des précipités à la fois mécaniques et chimiques donnant naissance aux *terrains de transition*. Une nouvelle diminution dans la profondeur de la mer amena la formation, par dépôts mécaniques, des *terrains secondaires* correspondant à ce que nous nommerons par la suite les *groupes mésozoïques et cœnozoïques*. Werner admettait aussi que la consolidation des terrains avait amené des fractures, et que l'eau, pénétrant de haut en bas dans les fissures et y abandonnant les matières métalliques qu'elle tenait en suspension, avait été l'agent principal de la formation des gîtes métallifères. Aujourd'hui, rien ne reste de l'édifice théorique conçu par Werner, qui, cependant, reste le créateur de la nomenclature géologique. Le grand défaut de méthode du professeur de Freiberg est

d'avoir étendu au globe tout entier des conclusions applicables, tout au plus, à la région de l'Allemagne qu'il avait étudiée; n'ayant jamais observé de volcan, il n'hésitait pas à en considérer l'activité comme un phénomène de peu d'importance causé par l'inflammation spontanée de couches combustibles. Cette conviction fut longtemps partagée par ses élèves, et il fallut de nombreux voyages entrepris dans toutes les contrées de la terre pour leur faire admettre la généralité du rôle des volcans.

C'est à un contemporain de Werner, à l'Écossais James Hutton, que revient le premier mérite d'avoir reconnu l'action éruptive et l'action de l'eau dans la formation des roches. Les écrits de Hutton datent de 1795 et peuvent être regardés comme un très important essai de synthèse basé sur un nombre considérable d'observations. Il remarque, tout d'abord, que beaucoup de roches calcaires, les argiles, les grès renferment des débris d'animaux marins ou terrestres et des empreintes de végétaux. En étudiant la houille, il trouve le passage graduel du combustible dépourvu de traces d'organisation à celui dans lequel l'organisation végétale est nettement visible. Il en déduit l'origine végétale de la houille, et par conséquent l'existence de végétaux à des époques très éloignées de la nôtre. L'existence de ces végétaux entraîne celle des continents. Donc, les continents et les mers ont existé de tout temps, et les matériaux que dépose l'océan pour former de nouvelles couches proviennent de masses continentales déjà existantes, auxquelles le jeu des marées et les courants arrachent sans cesse des débris qui vont se déposer ailleurs. De là cette conséquence fort importante que *les agents naturels qui fonctionnent sous nos yeux suffisent à expliquer la formation des couches de l'écorce terrestre*. Mais toutes les roches n'ont pas cette origine, et Hutton reconnaît que le Granite d'Écosse est éruptif. Il a été injecté dans les masses minérales qui forment les montagnes de cette contrée; il compare ensuite les Basaltes aux laves de nos volcans, trouve leurs analogies et admet que

le Basalte est une ancienne lave. Il combat l'opinion de Werner sur le remplissage des gîtes métallifères et prouve que ce remplissage s'est effectué de bas en haut, fait que les observations postérieures et les expériences ont confirmé. Enfin, pour le géologue écossais, l'action simultanée de la pression et de la chaleur interne amène la transformation des matières déposées au fond de l'océan en roches cristallines.

La publication des ouvrages de Hutton ranima la querelle des neptuniens et des plutoniens, et cette querelle amena les géologues à entreprendre toute une série de recherches du genre de celles que Guettard et Desmarets avaient commencées en Auvergne. En 1789, Dolomieu découvre, dans le Tyrol, la remarquable série de roches calcaires nommées *Dolomies*. Spallanzani étudie le littoral méditerranéen et les volcans italiens. Pallas explore la Sibérie, y découvre des ossements de Mammouth et un Rhinocéros presque intact conservé dans le sol gelé. En 1799, à l'embouchure de la Lena, il trouve un cadavre de Mammouth avec la peau et les poils. Les Anglais Pocock et Windham observent les glaciers du massif du mont Blanc. En 1788, Horace de Saussure voyage dans les Alpes, accomplit les ascensions du mont Blanc et explique la verticalité des couches par un refoulement latéral.

Deux disciples de Werner, Alexandre de Humboldt et Léopold de Buch, portent leurs recherches en dehors de l'Europe. De 1799 à 1804, Humboldt parcourt l'Amérique tropicale, déterminant les altitudes, les climats, les flores et les faunes. Il analyse les gaz des volcans des Andes. Léopold de Buch visite d'abord l'Auvergne et abandonne les théories de son maître pour proclamer la justesse des vues de Desmarets et de Guettard sur l'origine du Basalte. Dans le Tyrol, il étudie la Dolomie et constate qu'elle est un calcaire modifié par l'action d'une roche éruptive, le Mélaphyre ; il est ainsi conduit à étudier les transformations des roches stratifiées sous l'action des roches éruptives, et reconnaît ainsi l'existence des phénomènes décrits aujourd'hui sous le nom de *métamorphisme*. Étudiant les volcans du groupe des îles

Canaries, il découvre que certains massifs volcaniques sont simplement alignés, tandis que d'autres présentent un cratère central autour duquel rayonnent des cratères secondaires.

A la même époque, William Smith divise les terrains mésozoïques anglais d'après les fossiles qu'ils renferment; il constate que l'ordre de superposition des strates n'est jamais interverti, et dresse une carte géologique de l'Angleterre, travail qui fut imité dans beaucoup de contrées de l'Europe.

A peu près en même temps, Alexandre Brongniart et Georges Cuvier publient, en France, la description minéralogique des environs de Paris. Dans cet ouvrage, posant, comme Smith, le principe des fossiles caractéristiques, ils classent les terrains du bassin de Paris d'après les restes organiques qu'ils renferment.

En 1812, Cuvier inaugure la Paléontologie des Vertébrés. En étudiant les ossements fossiles trouvés dans les carrières de pierre à plâtre de Paris, il parvient à reconstituer le squelette des animaux auxquels ils ont appartenu. Le premier, il énonce le principe de la *corrélation des organes*, d'après lequel un être peut être reconstitué par la considération de chaque fragment d'une de ses parties. « Si les intestins d'un animal sont organisés de manière à ne digérer que de la chair fraîche, il faudra que ses mâchoires soient construites pour dévorer une proie, ses dents pour la couper, ses griffes pour la saisir et la déchirer, les organes de mouvement devront être disposés pour la poursuivre et l'atteindre, les organes des sens pour l'apercevoir de loin. » Ainsi donc la forme de la dent, par exemple, entraînera celle des ongles, celle de l'épaule, celle du crâne, « comme l'équation d'une courbe entraîne ses propriétés; et de même qu'en prenant chaque propriété séparément pour base d'une équation particulière, on retrouverait l'équation ordinaire et toutes les autres propriétés, de même l'ongle, l'omoplate..., tous les autres os pris séparément donnent la dent, ou se donnent réciproquement..., en commençant par cha-

cun d'eux, celui qui posséderait rationnellement les lois de l'économie organique pourrait refaire tout l'animal (1). »

Bien que très fécond, le principe de la corrélation des organes doit être parfois aidé par l'observation directe. Cuvier lui-même reconnaît que si la forme des dents d'un ruminant peut lui donner la forme du condyle, ou d'une autre partie du squelette, il est peu probable qu'elle lui eût enseigné que ces animaux ont tous le pied fourchu et des cornes au front.

Le zoologiste Edmond Perrier a fait remarquer de même que les découvertes récentes ont mis le principe en défaut; il eût été impossible de deviner que l'*Archæopteryx* avait des plumes, à la seule inspection de ses dents, et on l'eût classé sans hésiter parmi les Reptiles, alors que c'est un Oiseau.

Dans tous ses ouvrages, Cuvier se montra l'adversaire résolu de l'évolution graduelle des formes animales et aussi des transformations lentes de la terre. Il est partisan des cataclysmes et des créations successives. Chaque période géologique n'est aucunement liée avec celle qui la précède et avec celle qui la suit ; une convulsion de la nature, un cataclysme quelconque la termine, tous les êtres organisés sont détruits, et la terre se trouve inhabitée jusqu'à ce qu'une nouvelle création intervienne. Ces idées de Cuvier, que l'on retrouve dans plusieurs passages de son *Discours sur les révolutions du globe*, sont complètement abandonnées, et il nous paraît superflu de citer les passages où il croit donner des preuves irréfutables de sa théorie. Contrairement à Hutton, il nie avec beaucoup d'énergie que les forces actuelles aient pu acquérir jamais assez de puissance pour produire les phénomènes anciens.

Les recherches paléontologiques de A. d'Orbigny n'apportèrent aucun argument contre la théorie des cataclysmes. Cet auteur décrivit vingt-sept étages géologiques; il y aurait donc eu vingt-sept disparitions et vingt-sept apparitions d'êtres sur la terre.

(1) Cuvier, *Recherches sur les ossements fossiles*. Paris, 1812.

Élie de Beaumont fut un des adeptes les plus ardents et les plus illustres des théories de Cuvier. En 1841, il publia, avec Dufrénoy, la première carte géologique de France, qui, avec l'*Explication* qui l'accompagne, est un monument scientifique. Les *Leçons de géologie pratique* professées au Collège de France constituent une étude ingénieuse et minutieuse des dunes, des deltas et du régime des rivières.

Pour les volcans, il développa la théorie des cratères de soulèvement, suivant laquelle les cônes volcaniques résultent d'un soulèvement du sol sous l'action d'une poussée verticale. Le terrain s'est soulevé en forme de dôme, puis rompu, ce qui forme des fentes étoilées convergeant en une dépression cratériforme au-dessus du centre de poussée. Au milieu de cette dépression, les déjections forment un cône de débris, qui est le cratère proprement dit (1). Cette théorie ne tire pas de l'observation des faits des preuves suffisantes ; elle est aujourd'hui abandonnée, et les cônes volcaniques sont considérés comme produits par l'accumulation autour d'un orifice, de matériaux expulsés par une cheminée.

Pour Elie de Beaumont, les montagnes se sont produites par soulèvements ; il introduit dans la science la notion de l'âge des dislocations qu'il détermine au moyen de la couche la plus récente redressée sur les flancs de la montagne et de l'âge géologique de l'assise la plus ancienne étalée horizontalement à son pied. Le soulèvement s'est produit entre le dépôt de ces deux strates. Comme tout semble prouver que la surrection d'une montagne est le résultat de nombreux soulèvements, la méthode de Beaumont fournit seulement la date du dernier (2).

Les soulèvements brusques des chaînes de montagnes constituaient pour les disciples de Cuvier les cataclysmes

(1) Pour plus de détails, voir Elie de Beaumont, *Recherches sur le mont Etna*, dans le tome IV des *Mémoires pour servir à une description géologique de la France*. Paris, 1838.

(2) E. de Beaumont, *Notice sur les systèmes de montagnes*. Paris, 1852.

qui avaient interrompu les périodes géologiques. En Europe, Elie de Beaumont reconnaissait vingt-deux orientations dans les systèmes de montagnes ; et plus tard (1), pour toute la terre, quatre-vingt-cinq systèmes de montagnes correspondant à autant de cataclysmes ; de plus, il s'efforçait de trouver des relations géométriques dans les orientations de ces différents systèmes ; il les rapportait à de grands cercles dessinant sur la surface du globe un réseau compliqué qu'il nommait *réseau pentagonal*.

A la même époque, un géologue anglais, Charles Lyell, soutenait les théories contraires à celles de Cuvier, et qui sont pour la plupart admises de nos jours. Les idées de Lyell constituent ce qu'on nomme, en général, la *théorie des causes actuelles*.

Les phénomènes anciens ont des causes identiques à celles qui agissent aujourd'hui. Le présent continue le passé, il n'y a pas de cataclysmes, pas de soulèvements brusques ; c'est une transformation lente, une évolution progressive comparable à celle qui s'est accomplie dans les espèces animales et végétales. Telle est, dans ses grandes lignes, la théorie professée par Charles Lyell. Si elle est admise aujourd'hui, il faut dire aussi que, souvent, son auteur l'a exagérée. Pour lui, il y a non seulement identité de causes, mais ces causes n'ont jamais offert une intensité supérieure à leur intensité actuelle. Or, Lyell attribue la formation des chaînes de montagnes à une longue série de secousses pareilles aux tremblements de terre ; chacune soulevant le sol d'une certaine quantité. Les effets actuels des tremblements de terre ne produisent jamais de dislocations comparables à celles que l'on observe dans nos montagnes, et, pour M. Suess (2), il n'y a nulle part traces de véritables soulèvements ou affaissements lents du sol ; il y a des changements dans le niveau de la mer, changements dus à des causes locales, et des mou-

(1) Dans son *Rapport sur les progrès de la stratigraphie*. Paris, 1869.

(2) Suess, *la Face de la terre* (*das Antlitz der Erde*). Vienne, 1885.

vements de plissements, ainsi que des effondrements, dans la croûte terrestre.

Quand nous étudierons le phénomène des glaciers, dont la puissance est aujourd'hui loin d'être comparable à ce qu'elle fut dans le passé, nous serons amenés à reconnaître que les causes actuelles ont agi de tout temps, mais que leur intensité a été sujette à de grandes variations.

Si l'on se reporte à la définition donnée au début de cette introduction, on concevra aisément que le plan d'un ouvrage de Géologie doit se diviser en deux livres. Le premier traitera des *Causes actuelles*, c'est-à-dire l'action des agents extérieurs : l'atmosphère, l'eau, les organismes marins et terrestres. Toute cette partie peut être nommée *Géodynamique externe* (1). Ensuite, il contiendra l'exposé des phénomènes volcaniques, des émanations thermales, des phénomènes de dislocation, et cette étude peut prendre le titre général de *Géodynamique interne*, par opposition à la précédente.

Connaissant les modes de manifestation de l'énergie moderne, on abordera dans le second livre la description des terrains stratifiés, en tirant de cette étude toutes les conclusions vraisemblables que les notions acquises dans le premier livre permettront d'adopter au point de vue de la distribution ancienne des mers, des continents et du relief de ceux-ci. Cette seconde partie comprendra, en somme, la Stratigraphie.

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie*. Paris, 1893.

LIVRE PREMIER

LES CAUSES ACTUELLES.

PREMIÈRE PARTIE

LA SURFACE TERRESTRE.

Il est indispensable d'exposer brièvement les hypothèses sur l'origine de la terre, la répartition actuelle des mers et des continents avant d'examiner l'action que peuvent exercer sur sa surface les agents physiques externes, tels que l'air, l'eau et les effets des agents internes, tels que la chaleur. Une pareille étude pourrait, en conservant les dénominations habituelles aux naturalistes, porter le nom de *Morphologie terrestre*. Cette morphologie terrestre ne diffère pas de ce que l'on désigne habituellement sous le nom de *Géographie physique*. Aussi nous bornerons-nous aux notions les plus sommaires, nous attachant surtout à faire ressortir les conditions physiques et physiologiques de l'époque actuelle.

Il résulte de ces considérations, que cette première partie de la Géologie doit se diviser naturellement en trois chapitres. Le premier contiendra : les hypothèses sur l'origine de la terre, sa place dans l'univers, en la comparant aux autres astres, et les données astronomiques qui la concernent. Le second sera consacré à l'examen de ses formes actuelles. Le troisième renfermera l'étude des conditions physiques et physiologiques de notre époque et se terminera par l'exposé de la répartition des êtres vivants, tant sur les continents et les terres émergées qu'à la surface et dans la profondeur des océans.

CHAPITRE PREMIER.

LA TERRE DANS L'ESPACE.

Position de la terre dans l'univers. — La terre est une planète, c'est-à-dire un astre de forme sphéroïdale recevant directement la lumière du soleil, et dont le centre de gravité décrit, autour de lui, une courbe plane, pendant qu'elle-même décrit autour d'un axe fixe ou ligne des pôles un mouvement de rotation. La durée du mouvement de translation de la terre autour du soleil est *l'année*, la durée de la rotation autour de l'axe est le *jour*. La courbe plane décrite dans le mouvement de translation est l'orbite terrestre, ou *écliptique;* elle a la forme d'une ellipse dont le soleil occupe l'un des foyers, mais cette ellipse est très voisine d'un cercle, le rapport entre la distance focale et le grand axe (excentricité de l'ellipse) étant environ de $\frac{1}{60}$. La distance moyenne de la terre au soleil est de 150 millions de kilomètres, et la différence entre la plus longue et la plus courte distance des deux astres est de 5 millions de kilomètres.

Comparée aux autres planètes, la terre est supérieure en volume à Mercure, à Vénus et à Mars. Par contre, ce volume est 1414 fois plus petit que celui de Jupiter, 750 fois plus petit que celui de Saturne ; Uranus est 80 fois et Neptune 87 fois plus gros que notre globe. Ces chiffres suffisent à montrer le peu d'importance qu'a la terre dans le système solaire, qui lui-même n'est qu'une infime partie du système général de l'univers.

Inclinaison de l'axe. — L'axe de rotation de la terre n'est pas perpendiculaire à son orbite, il fait avec cette ligne un

angle de 23°27′21″ ; c'est aussi l'angle que fait l'équateur (1) de la planète avec le plan de l'écliptique : on lui donne le nom d'*obliquité de l'écliptique*.

INÉGALITÉ DES JOURS ET DES NUITS. — En raison de la distance qui sépare le soleil de la terre, les rayons lumineux émis par le premier peuvent être considérés comme parallèles. C'est donc un cylindre lumineux qui touche la terre suivant un grand cercle dit *cercle d'illumination*, partageant le sphéroïde en deux moitiés : l'hémisphère éclairé et l'hémisphère obscur. Si l'équateur terrestre et le plan de l'écliptique coïncidaient, le cercle d'illumination, perpendiculaire au second, le serait aussi au premier, et le cercle d'illumination serait un méridien (2) ; il couperait tous les parallèles en deux parties égales, et, pour chaque point de la terre, la durée du jour et de la nuit serait identique. L'inclinaison de l'axe a pour effet de modifier ce résultat. Le cercle d'illumination n'est plus un méridien, et, à l'exception de l'équateur, chaque parallèle est coupé en deux parties inégales. Les dimensions de ces deux parties dépendent de la latitude du lieu et de la position de la terre sur son orbite.

Quand la terre se trouve aux équinoxes (3), la déclinaison du soleil est nulle (4) et la ligne qui joint le centre du soleil au centre de la terre est contenue dans le plan de l'équateur, le cercle d'illumination, qui est toujours perpendiculaire à cette ligne, devient perpendiculaire à l'équateur ; il contient donc la ligne des pôles et pour cette position de la terre se confond

(1) L'équateur est le grand cercle du sphéroïde terrestre perpendiculaire à l'axe de rotation.

(2) Grand cercle de la sphère passant par l'axe de rotation.

(3) On nomme *points équinoxiaux* ou *équinoxes* les points où l'intersection du plan de l'écliptique et du plan de l'équateur coupe l'orbite terrestre.

(4) La déclinaison du soleil est l'angle formé par la ligne qui joint le centre de la terre au centre du soleil, avec le plan de l'équateur. Cet angle, nul à l'équinoxe, est maximum au solstice. La déclinaison du soleil est tantôt boréale, tantôt australe.

avec un méridien. Il coupe donc tous les parallèles en deux parties égales; par conséquent, un point quelconque, pris sur un de ces cercles, est exposé aux rayons solaires pendant la moitié du temps de la rotation de la terre et en est privé pendant l'autre moitié. Le jour, pour tous les lieux de la terre, est égal à la nuit. Quand la terre approche du solstice (1), la déclinaison du soleil est croissante, le cercle d'illumination s'écarte de l'axe de rotation et s'incline sur l'équateur en coupant de plus en plus obliquement les parallèles qui sont, dès lors, partagés en parties inégales. En été, la déclinaison du soleil est boréale, et pour l'hémisphère Nord, ce sont les plus grands segments des parallèles qui sont éclairés. Les jours sont plus longs que les nuits. Quand le solstice d'été est atteint, la déclinaison solaire a sa valeur maximum qui est de 23°,5, le cercle d'illumination atteint sa plus grande inclinaison sur l'équateur qui est de 66°,5; pour l'hémisphère Nord, c'est l'époque du jour le plus long et de la nuit la plus courte de l'année. En outre, le parallèle situé à 23°,5 du pôle boréal, c'est-à-dire celui qui a pour latitude 66°,5 est tangent au cercle d'illumination, qui le laisse exposé aux rayons solaires pendant toute la durée de la rotation de la terre. Donc sur ce parallèle, qui est le cercle polaire arctique, il y a un jour de vingt-quatre heures.

Dans l'hémisphère austral, les mêmes phénomènes se produisent en sens inverse. Le parallèle qui a pour latitude australe 66°,5 se trouve entièrement dans l'hémisphère obscur et subit une nuit de vingt-quatre heures.

Au-delà du solstice d'été, la déclinaison du soleil décroît jusqu'à 0°. Le cercle d'illumination se rapproche de la ligne des pôles et lorsque la terre passe au second point équinoxial, le jour redevient égal à la nuit. Enfin de l'équinoxe d'automne au solstice d'hiver, les mêmes phénomènes se reproduisent en sens inverse. Ce que nous avons décrit pour l'hémisphère boréal s'accomplit dans l'hémisphère austral.

(1) Les solstices sont les points où le diamètre de l'orbite terrestre perpendiculaire à la ligne des équinoxes coupe cette orbite.

Il résulte donc de l'inclinaison de l'axe de la terre sur son orbite :

Que le cercle d'illumination étant un grand cercle de la sphère, pour toutes les positions de la terre dans l'espace, il coupe l'équateur en deux parties égales ; donc, à l'équateur, le jour est toujours égal à la nuit ;

Que les parallèles dont la latitude australe ou boréale est comprise entre 0° et 66°,5 sont toujours coupés par le cercle d'illumination et que par conséquent la durée du jour ou celle de la nuit n'atteint jamais la durée totale de la rotation ;

Que les parallèles dont la latitude australe ou boréale dépasse 66°,5 sont exposés, aux solstices, aux rayons solaires pendant plus de vingt-quatre heures et la durée de cette exposition est d'autant plus longue que la latitude est plus élevée ;

Que de l'équinoxe au solstice, l'un des pôles est totalement privé de lumière et l'autre incessamment éclairé.

Une conséquence du mode de répartition des jours et des nuits est la division de chaque hémisphère en trois zones étendues de l'équateur au pôle.

La première dite zone *équatoriale* ou *torride* s'étend de l'équateur au cercle de latitude de 23°,5. La différence entre le jour et la nuit y est d'autant plus faible qu'on est plus près de l'équateur. En outre, elle contient les seuls points de la terre où l'on puisse avoir le soleil au zénith (1).

La deuxième zone s'étend du cercle de 23°,5 ou *tropique* au cercle de 66°,5 ou *cercle polaire*. Pour cette zone, il y a

(1) Un astre passe au zénith quand sa distance zénithale est nulle. Or, la distance zénithale d'un astre est égale à la différence entre sa déclinaison et la hauteur du pôle au-dessus de l'horizon du lieu. La latitude d'un lieu étant égale, d'autre part, à la hauteur du pôle, la distance zénithale se trouve être la différence entre la déclinaison de l'astre et la latitude du lieu. Au solstice, la déclinaison du soleil est 23°,5 ; donc les lieux qui auront pour latitude 23°,5 verront ce jour-là le soleil au zénith. Il en sera de même pour les points de latitude inferieure à 23°,5.

toujours une nuit plus ou moins longue et un jour. Deux fois par an, il y a égalité entre le jour et la nuit. Cette zone est dite *zone tempérée*.

La troisième, comprise entre le cercle polaire et le pôle, est nommée zone *glaciale*. Pour le cercle polaire, il y a, au solstice, un jour de vingt-quatre heures et, à l'équinoxe, la nuit et le jour sont égaux. Au cercle arctique, le jour et la nuit alternent de l'équinoxe du printemps au solstice d'été, avec prédominance du jour et du solstice d'été à l'équinoxe d'automne avec décroissance des jours; au solstice d'hiver la nuit est de vingt-quatre heures. A cet état de choses succède la décroissance des nuits. Entre le cercle polaire et le pôle, chaque lieu de l'hémisphère boréal voit le soleil rester au-dessus de son horizon pendant un temps qui se rapproche d'autant plus de six mois que le lieu considéré est plus voisin du pôle. En ce dernier point il y a une nuit de six mois et un jour de même durée.

Saisons. — L'obliquité de l'axe de rotation du globe terrestre amène aussi le phénomène des *saisons*. Lorsque le jour est plus long que la nuit, la terre échauffée durant un temps plus long, jouit d'une température plus élevée que lorsque la nuit est plus longue que le jour. De là l'été et l'hiver séparés par les saisons intermédiaires : printemps, lorsque les jours commencent à croître; automne, quand ils diminuent. Dans la zone tropicale, où l'incidence des rayons solaires est à midi, voisine de 90°, la température moyenne est toujours plus élevée.

Si l'axe terrestre n'était pas incliné, il y aurait encore, en vertu de l'inégale obliquité des rayons solaires, des zones diversement partagées sous le rapport de la chaleur et de la lumière. Mais cette différence, peu sensible, serait constante. Au contraire, si l'inclinaison de l'axe augmentait, le jeu des saisons augmenterait dans de vastes proportions.

La durée des saisons dépend de la position de la ligne des solstices par rapport au grand axe de l'orbite. Si les deux

lignes coïncidaient, l'ensemble de deux saisons, l'hiver et le printemps, situés d'un même côté d'un solstice, serait naturellement inférieur à l'ensemble des deux autres. Si la ligne des équinoxes coïncidait avec le grand axe, les deux ensembles auraient une égale durée. Le phénomène des saisons est ainsi compliqué par la forme de la courbe décrite par la terre autour du soleil.

Précession des équinoxes. — La ligne des équinoxes se déplace dans l'espace et ce mouvement qu'on nomme *précession* est dû à ce fait que l'axe terrestre n'est pas fixe. Il décrit autour de la normale à l'écliptique une surface conique dont l'angle au sommet est de 23°27′21″ et la durée de ce mouvement est de vingt-six mille ans. De là résulte un déplacement de la ligne des équinoxes vers l'occident, déplacement qui est, chaque année, de 50″2, l'équinoxe avance donc d'une certaine quantité par an.

En même temps, la ligne des pôles oscille autour des positions moyennes ainsi déterminées, comme si elle se mouvait sur un petit cône dont l'axe serait, à chaque instant, une des génératrices du cône de 23°27′ dont il vient d'être question. Ce mouvement, dit *nutation*, fait varier l'obliquité de l'écliptique en plus ou en moins de sa valeur moyenne et influe sur la précession des équinoxes.

Ces deux perturbations sont dues à l'attraction du soleil et de la lune. En vertu de l'attraction des planètes, une diminution séculaire de l'obliquité de l'écliptique vient s'y ajouter. Enfin le grand axe de l'ellipse se déplace dans son plan et fait varier la position du périhélie (1).

Toutes ces causes amènent à 62″ l'avance annuelle de l'équinoxe et réduisent la précession totale à 21 000 ans. La durée des saisons est, de ce fait, rendue périodiquement va-

(1) Point de l'orbite où la terre est le plus rapprochée du soleil; ce point est voisin du solstice d'hiver. Par opposition, on nomme *aphélie* le point le plus éloigné du soleil; il est voisin du solstice d'été. La ligne qui joint ces deux points est la ligne des apsides.

riable. L'ensemble du printemps et de l'été est, actuellement, pour l'hémisphère boréal, supérieur de huit jours à l'ensemble de l'hiver et de l'automne. Il n'en a pas toujours été de même et les calculs astronomiques conduisent à ce résultat que dans 10500 ans, c'est l'inverse qui se produira.

Il faut ajouter encore que l'excentricité de l'orbite est variable aussi. Nous avons dit qu'elle est actuellement de $\frac{1}{60}$ ou à peu près 168 dix-millièmes, elle peut quadrupler, atteindre à peu près 473 dix-millièmes, ou descendre jusqu'à 33 dix-millièmes. Ces variations amènent des différences notables entre les distances de la terre au soleil, au périhélie et à l'aphélie. La chaleur reçue par la terre suit ces variations, et il en résulte une altération profonde dans le cours des saisons.

D'autres causes ont pu amener des variations accidentelles dans les éléments astronomiques de notre globe. Mais les hypothèses de cet ordre sont encore trop incertaines pour que nous les exposions ici, et nous compléterons les données fournies par l'astronomie en étudiant la forme et les dimensions de la terre.

SPHÉRICITÉ DE LA TERRE. — La sphéricité de la terre, admise dès le sixième siècle avant notre ère par les pythagoriciens, a été mise hors de doute par les voyages de circumnavigation entrepris dès le seizième siècle, effectués dans toutes les directions, et sur la presque totalité de la surface terrestre.

Dès la même époque, des recherches furent commencées pour mesurer exactement la circonférence du globe. Le principe des mesures est le suivant. On admet que la terre est rigoureusement sphérique. En cette hypothèse, les méridiens sont tous des cercles, et si l'on évalue, à l'aide d'une unité quelconque, la distance comprise sur un même méridien entre deux points dont la latitude diffère d'un degré, il suffira, pour avoir la circonférence entière exprimée en unités de même nature, de multiplier par le nombre de degrés,

c'est-à-dire 360, le chiffre obtenu. Quant à la mesure de la distance des deux points, elle s'effectue par triangulation ou directement.

Aplatissement polaire. — Les recherches commencées sur divers points du globe ne donnèrent pas de résultats concordants. On trouvait pour l'arc d'un degré 57 000 toises (Fernel) ; 62 650 toises (Riccioli); 55 021 toises (Snell). En 1670, Picard trouva à peu près le même nombre que Fernel.

Ce fut vers cette époque que Newton fut conduit, par des considérations théoriques, à admettre que la forme de la terre n'est point celle d'une sphère parfaite. Il considère la terre comme une masse fluide, homogène, dont toutes les parties s'attirent en raison inverse du carré de la distance, il admet *a priori* que l'état d'équilibre d'une pareille masse est atteint quand elle a pris la forme d'un ellipsoïde de révolution (1), et recherche le rapport entre l'axe polaire et l'axe équatorial. Pour cela, il conçoit deux colonnes liquides aboutissant l'une au pôle, l'autre à l'équateur, et partant du centre. Sur la première, la pesanteur agit seule ; sur la seconde, à cette action s'oppose la force centrifuge que développe la rotation. D'après la mesure de Picard, il calcule que la force centrifuge est, à l'équateur, la 289ᵉ partie de la pesanteur, et, s'appuyant sur ce résultat, il trouve que l'aplatissement de l'ellipsoïde, considéré comme peu différent d'une sphère, est environ de $\frac{1}{230}$, c'est-à-dire que l'axe polaire est à l'axe équatorial, comme 229 est à 230 (2).

La probabilité de l'aplatissement polaire avait été signalée, dès 1672, par Richer.

Ce savant avait observé qu'un pendule apporté de Paris à Cayenne devait être raccourci pour continuer à battre la seconde. Des constatations semblables, faites ultérieurement

(1) Surface engendrée par une ellipse tournant autour d'un de ses axes.

(2) Newton, *Principes*, 1687.

en d'autres points du globe, firent ressortir l'accord qui existait entre les observations directes et les résultats des calculs de Newton relativement au poids d'un même corps sous diverses latitudes.

Par une voie différente, Huyghens arrive aux mêmes conclusions (1). Pour lui, le raccourcissement du pendule est un effet de la rotation. Il étudie alors la forme que doit prendre, sous l'action de la rotation, une masse fluide homogène, et démontre que la surface de la figure obtenue doit être perpendiculaire à la direction du fil à plomb. Puis il cherche, comme Newton, les conditions d'équilibre d'une colonne liquide polaire et d'une colonne liquide équatoriale, en supposant chaque point sollicité par une force constante émanée du centre de la terre. Il est ainsi conduit à calculer un aplatissement de $\frac{1}{578}$.

Le nombre admis aujourd'hui est intermédiaire entre les nombres trouvés par Newton et Huyghens, c'est $\frac{1}{294}$, plus voisin du chiffre de Newton.

Il semblait facile de vérifier les conceptions théoriques des deux physiciens anglais, car si la terre est renflée à l'équateur et aplatie aux pôles, ses méridiens seront des ellipses dont le rayon de courbure sera d'autant plus grand qu'on se rapprochera davantage du pôle, c'est-à-dire que la longueur d'un arc ayant une amplitude angulaire d'un degré doit aller en diminuant du pôle à l'équateur.

Cependant, en 1718, D. Cassini aboutit à un résultat diamétralement opposé. Pour lui, l'ellipsoïde terrestre était renflé aux pôles, et la valeur du renflement était de $\frac{1}{95}$.

Aucune considération sur l'attraction ne pouvant amener un tel résultat, l'Académie des sciences de Paris entreprit d'organiser deux expéditions ayant pour objet la mesure de

(1) Huyghens, *Discours sur la cause de la pesanteur*, 1690.

l'arc d'un degré. L'une devait opérer près du pôle, l'autre au voisinage de l'équateur. Les principaux membres de la première étaient Maupertuis, Clairaut, Camus et Lemonnier ; ils partirent, en avril 1736, pour la Laponie. La seconde expédition, qui partit en mai 1735, comprenait La Condamine, Bouguer et Godin. Deux exemplaires en fer de la toise de Paris furent fabriqués dans les mêmes conditions, et chacune d'elles fut confiée à l'une des expéditions. En 1740, Maupertuis fit connaître le résultat obtenu. La longueur de l'arc d'un degré mesuré en Laponie était de 57 437 toises. En 1745, l'expédition du Pérou publia le résultat de ses travaux, soit 56 753 toises pour l'arc d'un degré. La différence, 684 toises, fut, à la suite de discussions ultérieures, réduite à 477 toises. L'aplatissement au pôle était vérifié.

Il semble, au premier abord, que cet aplatissement soit susceptible d'une mesure définitive. En effet, si le globe terrestre est un ellipsoïde engendré par la rotation d'une des ellipses méridiennes autour de l'axe des pôles, il n'existe qu'une ellipse qui puisse admettre deux arcs tels que celui du Pérou et de la Laponie. D'une part, les courbures de ces deux arcs donnent la courbure de l'ellipse à laquelle ils appartiennent, et l'on peut calculer le rapport du grand au petit axe. D'autre part, la forme de l'ellipse étant déterminée, sa grandeur se déduit de celle de l'un des arcs qui ont servi à l'établir, et même les ellipses méridiennes étant, par hypothèse, identiques, il n'est pas nécessaire que ces arcs appartiennent au même méridien. Si l'on désigne par a le demi-axe équatorial de l'ellipse méridienne et par b son demi-axe polaire, l'expression $\frac{a-b}{a}$ exprimera l'aplatissement.

L'expérience ne confirme pas ces considérations théoriques. Les nombreuses mesures effectuées ne donnent pas de résultats identiques. On trouve que deux ellipses méridiennes diffèrent par leurs formes et leurs dimensions. Aussi, lorsqu'on voulut, en 1799, appuyer le nouveau système de mesures sur la forme et les dimensions du globe, on dut faire

un choix entre les valeurs obtenues. Delambre et Méchain, en établissant la méridienne de Dunkerque à Barcelone, avaient assigné à l'ellipse méridienne une longueur de 20 522 960 toises. Ce fut la quarante-millionième partie de cette longueur qui devint le *mètre*, dont un étalon en platine fut déposé aux Archives.

En somme, le mètre ne représente la quarante-millionième partie du méridien terrestre que si l'ellipse a la forme définie par l'aplatissement trouvé par Delambre et Méchain, soit $\frac{1}{334}$, et, en outre, si l'ensemble des mesures donne à cette ellipse la longueur indiquée. Sauf ces conditions, le mètre des Archives n'est qu'une barre de 3 pieds, 11 lignes, 296 millièmes de ligne (1).

Plus tard, Bessel, en réunissant les nombres obtenus dans les mesures qui lui paraissaient les plus exactes, conclut à un aplatissement de $\frac{1}{299}$, et le mètre-étalon devenait trop court. L'ellipse méridienne en contenait 40 000 856, au lieu de 40 000 000.

Aujourd'hui, le Bureau des longitudes admet $\frac{1}{294}$ pour l'aplatissement, et l'on peut considérer ce nombre comme représentant sa valeur moyenne (2), et la forme ellipsoïdale de la terre comme démontrée. Cependant, il est intéressant de remarquer que toutes les mesures sont relatives à l'hémisphère boréal, et que certaines mesures, prises isolément,

(1) Aujourd'hui, à la suite des travaux du comité international des poids et mesures, l'unité du système métrique est une règle en platine iridié, sur laquelle deux traits limitent la longueur du mètre des Archives. Chaque pays a reçu une copie de ce prototype (1889).

(2) M. Faye a trouvé $\frac{1}{293}$, et M. Tisserand, en partant de considérations différentes, indique $\frac{1}{297}$ comme la valeur maximum de l'aplatissement.

ont donné $\frac{1}{250}$ comme valeur. Or, la précision actuelle des méthodes et des instruments réduit à bien peu de chose les erreurs d'observation, il faudrait peut-être en conclure, avec Laplace, qu'il n'y a pas d'ellipse méridienne, que chacune des lignes qui réunissent les points de même longitude possède une courbure et une forme déterminée. D'ailleurs, les arcs mesurés ne sont pas situés sur la même ellipse, et l'on ne peut pas affirmer que ces diverses ellipses ont le même centre, tant que deux arcs méridiens n'auront pas été réunis par un arc de parallèle (Tisserand).

La détermination de la figure de la terre peut aussi être effectuée à l'aide des oscillations d'un pendule.

La durée des oscillations dépend de l'attraction et de la force centrifuge. L'intensité de l'attraction ne variera d'un point à un autre de la surface d'un globe formé de matériaux régulièrement répartis dans son intérieur, que si ces points sont inégalement distants du centre même de l'attraction. La force centrifuge est développée par le mouvement de rotation et varie avec la courbe décrite par chaque point; or le rayon de cette courbe dépend de la latitude et de la distance au centre. On ne commet aucune erreur appréciable en calculant l'intensité de la force centrifuge comme si la terre était sphérique, car cette force est une très petite fraction de la pesanteur. Ainsi, à l'équateur, un corps qui tombe acquiert, après la première seconde de sa chute, une vitesse de $9^m,780$ sous l'action de la pesanteur seule, tandis que si la force centrifuge agissait seule, le même corps atteindrait une vitesse de $0^m,0338$, suivant le rayon. On constate, en comparant entre elles les durées des oscillations d'un même pendule, que la diminution de la pesanteur est plus forte du pôle à l'équateur, que celle qui résulterait de l'action seule de la force centrifuge. Par le calcul, on déduit, de là, la part qui revient aux variations propres à la pesanteur et l'on conclut les valeurs du rayon terrestre.

Mais, pour cela, il est nécessaire de posséder une formule

liant entre elles les intensités de la pesanteur sur deux points du globe, et les distances de ces points au centre de la terre. L'établissement de cette formule est dû à Clairaut (1743), et son application a donné des résultats plus concordants que pour les mesures d'arcs. Il se produit cependant des écarts appréciables.

Densité de la terre. — La formule par laquelle on détermine l'intensité de la pesanteur, en chaque point, exige la connaissance de la densité moyenne du globe, c'est-à-dire le rapport de sa masse à son volume; celui-ci étant connu, puisque l'on connaît avec une certaine exactitude la figure de la terre, on détermine la masse en comparant l'action attractive de la terre à celle d'une masse définie.

La première méthode employée est celle de Bouguer et La Condamine. On mesure la déviation subie par un fil à plomb au voisinage d'une montagne isolée, dont la forme, la structure et la composition interne sont déterminées. Cette déviation fait connaître l'action propre de la montagne, action qui dépend de la nature et de la position des éléments qui la constituent. Il suffit alors de comparer la valeur obtenue à l'action totale du globe, pour en déduire la masse de la terre et sa densité.

La Condamine et Bouguer n'obtinrent pas des résultats d'une précision suffisante, mais le procédé appliqué en Ecosse par Hutton (1778) donna 4,5 par rapport à l'eau.

L'observation du pendule à diverses altitudes donne de meilleurs résultats. On règle un pendule à seconde sur une plaine, puis on s'élève verticalement; la distance du pendule au centre d'attraction augmentant, la pesanteur diminue et le mouvement oscillatoire se ralentit d'une quantité que le calcul peut faire connaître. Si l'observation a lieu sur le sommet d'une montagne, celle-ci, agissant par sa masse dans le même sens que l'attraction, rendra moins sensible le ralentissement du mouvement pendulaire. En connaissant les éléments de l'attraction de la montagne, on pourra,

comme dans la méthode de Bouguer et La Condamine, calculer la densité terrestre au moyen du retard observé. Au lieu de s'élever sur une montagne, on peut descendre au fond d'un puits de mine et observer la différence entre le mouvement oscillatoire à la surface et au fond du puits. Cette différence sera attribuée à la couche terrestre comprise entre le fond et la surface. Au lieu d'étudier un ralentissement, on observera une accélération, car, bien que la masse totale qui détermine les oscillations du pendule ait diminué, on a rapproché le pendule des parties les plus lourdes, les plus attirantes.

Les résultats obtenus par ce procédé ont varié de 5,01 à 6,56. La discordance des nombres obtenus s'explique par ce fait que la méthode exige le calcul de l'action propre des couches intermédiaires entre le fond et la surface, calcul qui est soumis aux mêmes causes d'erreur qui empêchent d'établir l'attraction d'une montagne.

La méthode de Cavendish est celle qui se soustrait le mieux à l'influence des causes locales ou accidentelles. Elle consiste à comparer entre elles, à l'aide d'appareils de physique délicats, l'attraction de la terre et celle de grosses boules métalliques sur des boules de métal plus petites. Les nombreuses expériences présentent une remarquable concordance de résultats : les chiffres trouvés varient de 5,62 à 5,44.

En dernier lieu, les physiciens Cornu et Baille ont trouvé 5,56 ; Cavendish, en 1798, avait trouvé 5,48. On peut donc admettre que la densité moyenne de la terre est cinq fois et demie celle de l'eau.

Si l'on remarque que l'eau de mer, qui forme une grande partie de la surface terrestre, a une densité un peu supérieure à 1, que la densité des roches que nous connaissons est comprise entre 2 et 3, il en résulte que la valeur 5,5 de la densité moyenne de la terre exige que la densité des matériaux, qui forment la couche solide du globe, aille en croissant à mesure qu'on s'éloigne de la surface. Cette

conséquence est en faveur de l'hypothèse d'une fluidité primitive admise primitivement par Newton et par Huyghens.

ORIGINE DE LA TERRE.— Ce n'est qu'à partir du siècle dernier que les hypothèses faites sur l'origine de l'univers en général et de la terre en particulier ont été appuyées sur de véritables bases scientifiques.

En 1755, Kant supposait que la matière, qui forme aujourd'hui le soleil et les planètes, remplissait primitivement l'espace dans lequel ils circulent actuellement. Les molécules s'attirent et se repoussent, mais les forces attractive et répulsive ne s'exercent qu'à une faible distance. Les particules tendent à tomber vers le centre, mais, par suite de la répulsion, elles sont soumises, durant leur chute, à des déviations latérales. De là les *mouvements tourbillonnaires* qui se croisent dans tous les sens. Ces croisements produisent des chocs, et les mouvements circulaires subsistent seuls, tous parallèles et dirigés dans le même sens. Toutefois, il s'est produit, au centre, une condensation, le soleil. Le philosophe allemand admettait ensuite la formation de centres d'attraction nouveaux, les planètes. Ces centres doivent tourner dans des orbites presque circulaires, autour du soleil, et le sens de leur mouvement est celui de la rotation solaire, en vertu des mouvements primitifs des molécules qui les composent. De la sorte, les planètes seraient douées d'un mouvement de rotation d'Orient en Occident (1), ce qui est contraire à la vérité.

En 1796, Laplace présenta une autre théorie, qui offre, avec la précédente, un point commun. Le système solaire est né d'une nébuleuse primordiale, mais au lieu d'être formée de particules indépendantes et animées d'une vitesse propre, elle serait composée d'un gaz élastique dont les particules ont la même vitesse de rotation. La rotation, pour Laplace, est une propriété de la matière, comme l'attraction.

(1) En astronomie, un tel mouvement est dit *rétrograde*, et l'on nomme mouvement *direct* le mouvement d'Occident en Orient.

Ainsi, pour Laplace comme pour Kant, une masse légère emplissait primitivement tout l'espace occupé aujourd'hui par le système planétaire. En rayonnant une partie de sa chaleur, cette masse s'est refroidie, une condensation s'est opérée au centre et a donné le soleil. Par suite de la condensation, la vitesse de rotation s'est accrue et la force centrifuge s'est augmentée. Les molécules restées en dehors du centre de condensation se sont réunies en zones concentriques, formant des anneaux tournant autour du soleil. L'inégalité du refroidissement produisant des inégalités de condensation, chaque anneau a dû se rompre en plusieurs masses, qui, mues avec des vitesses peu différentes, ont continué de circuler à la même distance autour du soleil. En se séparant, ces masses ont pris un mouvement de rotation dirigé dans le sens de la révolution primitive. Ces masses ont constitué les planètes, d'où se sont, de la même manière, détaché les satellites.

La théorie de Laplace, tout en rendant compte du rapprochement des plans des orbites et du plan de l'équateur solaire, de la faible excentricité des orbites et du sens des mouvements, prête à plusieurs objections. L'homogénéité primitive de la masse gazeuse, qui doit persister durant la condensation, ne laisse pas supposer, comme le fait Laplace, la formation d'anneaux successifs écartés les uns des autres. Il n'y aurait pas abandon de matière pendant la condensation ou bien il y aurait abandon continu formant des anneaux voisins. De ces anneaux résulteront non des grosses planètes éloignées les unes des autres, mais des corpuscules très rapprochés. Il faut donc admettre, pendant la condensation de la nébuleuse, des ruptures d'équilibre donnant naissance aux anneaux.

Il est difficile de comprendre comment, au moment de la rupture d'un anneau, toute sa substance s'est condensée en une masse unique, au lieu de se disperser en une infinité de petites masses. Il faut donc admettre encore un centre de condensation dans chaque anneau.

D'après M. Faye, les planètes issues des anneaux imaginés par Laplace devraient avoir non un mouvement de rotation dans le sens direct, mais un mouvement rétrograde. Pour expliquer la rotation directe, il faudrait admettre que les couches concentriques de l'anneau pressent les unes sur les autres, comme dans une atmosphère. Il n'en peut être ainsi, car chaque zone circule avec une vitesse propre, et d'autant plus faible qu'elle est plus éloignée du soleil. M. Faye arrive à conclure que les planètes doivent bien circuler autour du soleil dans le sens direct, mais que le sens de la rotation et celui des satellites doivent être rétrogrades (1). Pour répondre à l'objection, il faut admettre une égalisation des vitesses des zones par frottement mutuel des molécules.

En outre, M. Faye fait remarquer que l'hypothèse de Laplace n'explique pas l'inclinaison des orbites des planètes sur le plan de l'équateur solaire, ni le sens rétrograde des mouvements d'Uranus, de Neptune et de leurs satellites, ni pourquoi le premier satellite de Mars tourne plus vite que la planète.

On peut considérer ces derniers phénomènes comme dus à des causes ayant agi postérieurement à la condensation des noyaux. Quant à la première objection, Laplace lui-même avait essayé de la lever en faisant observer que le système solaire n'a pu se former avec une régularité parfaite, et que les variations de température et de densité des diverses parties de la masse ont produit les excentricités des orbites et les inclinaisons des plans de ces orbites sur le plan de l'équateur solaire.

Récemment, M. Faye a repris l'hypothèse en la complétant. Pour lui, toute la matière de l'univers formait à l'origine un chaos animé de mouvements tourbillonnaires. Il s'en est séparé des nébuleuses dont la condensation progressive a fourni le système stellaire et le système solaire. Notre système est sorti d'une nébuleuse primitivement homogène

(1) Faye, *Sur l'origine du monde*, 1884.

et sphérique, la vitesse angulaire de toutes ces particules étant la même. Des anneaux réguliers ont pu ainsi prendre naissance, animés d'un même mouvement de rotation. En se rompant, ces anneaux ont donné des nébuleuses planétaires continuant à se mouvoir dans le sens direct. Dans chaque nébuleuse se sont formés des anneaux, dont les uns subsistent encore comme dans le système de Saturne, et dont les autres se sont transformés en satellites.

M. Faye admet que la terre et les autres planètes à rotation directe se sont formées avant le soleil. Celui-ci, s'étant formé, a modifié par sa masse prépondérante le mouvement de rotation des deux derniers anneaux, qui ont formé plus tard Uranus et Neptune. C'est ainsi que le savant astronome explique la rotation rétrograde de ces planètes et de leurs satellites, mais l'obliquité des axes de rotation et la manière dont les molécules de la nébuleuse s'assemblent en une planète unique restent sans explication (1).

(1) On trouvera des détails plus complets sur l'origine des mondes dans Wolf, *les Hypothèses cosmogoniques*, 1886.

CHAPITRE II.

LES AGENTS PHYSIQUES.

Trois éléments constituent la surface terrestre. Le premier est l'élément gazeux ou atmosphère, qui enveloppe les deux autres. Ceux-ci sont l'élément liquide ou océan, et l'élément solide ou terre ferme.

C'est par l'élément gazeux que nous devons commencer l'étude de la surface terrestre.

§ 1er. Atmosphère.

Constitution. — L'atmosphère est composée par l'air composé lui-même de six gaz : l'Oxygène, l'Azote, l'Argon, le Métargon, le Crypton et l'Hélium. Ces derniers, découverts tout récemment, existent dans l'atmosphère en proportions très faibles. L'Azote et l'Oxygène se trouvent dans l'air en proportions invariables ; ils sont toujours mélangés d'anhydride carbonique, en quantité faible et à peu près constante ; de vapeur d'eau en quantité éminemment variable, d'Ammoniaque, d'Hydrogène sulfuré, d'Ozone, d'azotate d'Ammonium et d'Hydrogène carboné. La proportion pour laquelle ces diverses substances entrent dans la composition de l'atmosphère est très petite et très variable (1).

Hauteur. — La plus grande incertitude règne sur la hauteur qu'il convient d'assigner à l'atmosphère qui nous enve-

(1) On trouvera dans les ouvrages de chimie des détails très complets sur la composition de l'air et les méthodes en usage pour déterminer cette composition. Voyez, par exemple, Troost, *Traité de chimie*, 1899.

loppe. Comme son poids est faible, puisque la masse normale du litre d'air est de 1g,293, les molécules ont dû subir facilement l'action de la force centrifuge, et elle doit former un sphéroïde plus aplati que le sphéroïde terrestre.

En cherchant à quelle distance de la surface, dans le plan de l'équateur, les molécules aériennes doivent, par suite de la diminution de la pesanteur et l'accroissement de la force centrifuge, abandonner la terre, Laplace assignait à l'atmosphère une hauteur de 42 000 mètres. Or, si l'on calcule à quelle altitude la pression atmosphérique est nulle, on trouve 48 kilomètres. En cherchant à déduire la hauteur, d'observations faites sur la durée du crépuscule dans la zone tropicale, Liais trouve 380 kilomètres. Les observateurs s'accordent à fixer entre 80 et 120 kilomètres la distance à laquelle les étoiles filantes, qui deviennent lumineuses en traversant notre atmosphère, paraissent ou disparaissent. En considérant l'atmosphère comme une suite de milieux réfringents, Kerber lui attribue une hauteur de 193 kilomètres.

Il n'entre pas dans le plan de cet ouvrage d'offrir au lecteur une étude complète de l'atmosphère, car nous ne devons pas oublier que nous n'étudions les phénomènes actuels que pour découvrir l'explication de faits que nous rencontrerons plus tard. Mais nous ne pouvons non plus passer sous silence l'extension nouvelle qu'ont prises les études des hautes régions de l'atmosphère par l'usage des ballons-sondes. Ce sont des aérostats de 6 mètres de diamètre gonflés d'hydrogène pur et n'enlevant que des appareils enregistreurs disposés de manière à ne point se briser en arrivant au sol. Ils sont animés d'une vitesse de 2 à 3 mètres à la seconde. En 1896, un de ces appareils a atteint une hauteur de 15 kilomètres et a trouvé une température de — 60 degrés centigrades (Hermite et Besançon).

Masse. — La masse de l'atmosphère se déduit de la hauteur barométrique, et l'on peut affirmer qu'elle n'est que la douze cent millième partie de la masse totale du globe.

Ajoutons que les phénomènes atmosphériques qui intéressent la géologie s'accomplissent dans la zone comprise entre l'océan et le sommet des plus hautes montagnes.

MOUVEMENTS DE L'ATMOSPHÈRE. — L'atmosphère n'est jamais en repos complet, elle est sans cesse agitée par des courants de vitesse variable, qui sont les *vents*. On détermine leur vitesse au moyen de l'*anémomètre*, petit moulinet à ailettes mobiles, dont on évalue le nombre de tours par seconde.

Pour les vents qui soufflent dans les hautes régions de l'atmosphère, on s'efforce de déterminer la vitesse avec laquelle se déplace sur le sol l'ombre projetée par les nuages.

VENTS RÉGULIERS. – Dans la zone tropicale, soufflent toute l'année les *vents alizés*, dont l'origine a été très clairement expliquée.

Les rayons du soleil peuvent être considérés, dans la bande équatoriale, comme verticaux ; la chaleur versée est, par conséquent, très grande. Une partie de cette chaleur, absorbée par la vapeur d'eau de l'atmosphère, reste localisée à une hauteur qui n'excède pas 8 kilomètres, car, au-dessus, il n'y a plus qu'une quantité très faible de vapeur d'eau. L'autre partie de la chaleur reçue est absorbée par le sol et renvoyée par lui à l'atmosphère. Pour ces raisons, la bande équatoriale, échauffée par le bas, se dilate vers le haut; l'équilibre avec les parties voisines est rompu, et il se produit un double mouvement d'écoulement. L'air dilaté se déverse en haut, de l'équateur vers les pôles, tandis que l'air des pôles afflue vers l'équateur. On n'a jamais observé de courants de bas en haut. Le courant qui va des pôles vers l'équateur est l'*alizé*, le vent qui souffle de l'équateur vers les pôles est le *contre-alizé*. Le mouvement de la terre leur donne une direction particulière.

Si la terre était fixe, il y aurait un alizé nord et un alizé sud. Mais la terre tourne sur elle-même, et sa vitesse est

plus grande à l'équateur ; la masse d'air partie de l'équateur arrive donc avec une certaine vitesse initiale dans les régions affectées d'une moindre vitesse de rotation. Cet excès de vitesse est dirigé vers l'est dans l'hémisphère Nord ; de sorte que le contre-alizé semble souffler du Sud-Ouest et l'alizé du Nord-Est. Dans l'hémisphère sud, l'alizé souffle du Sud-Est et le contre-alizé du Nord-Ouest.

Les bandes d'alizés, au nord et au sud de l'équateur, sont séparées par une zone d'environ 250 kilomètres ; c'est la zone qui correspond aux points où l'échauffement de l'air atteint son maximum, ou zone des calmes équatoriaux, les mouvements de l'atmosphère y sont faibles. A la limite Nord et à la limite Sud des alizés, s'étendent les zones des calmes tropicaux.

Vents périodiques. — On nomme ainsi des vents qui, pendant un certain temps, soufflent dans une direction, puis, pendant un temps égal, dans une direction contraire, et ainsi de suite.

Tous les matins, au bord de la mer, le vent s'élève de la mer et souffle vers la terre, c'est la brise de mer. La nuit, le vent souffle de la terre vers la mer, c'est la brise de terre. Ce phénomène tient à ce que la terre s'échauffe plus que la mer, et produit, durant le jour, un appel de l'air de la mer ; au contraire, la nuit, la terre se refroidit plus que la mer, et l'appel a lieu en sens inverse. Les vents étésiens qui se produisent dans la Méditerranée sont des phénomènes du même genre. Ce sont des vents qui soufflent perpendiculairement à la côte d'Afrique. Dans cette contrée, l'échauffement du Sahara et du désert libyque constitue des foyers d'appel très puissants.

Les moussons de la mer des Indes ont une origine analogue à celle des brises de mer et de terre. Ce sont des vents dus à une déviation des alizés sous l'influence des masses continentales. Pendant l'été, les terres s'échauffent plus que les mers, et se refroidissent plus durant l'hiver. L'air placé

au-dessus du sol se dilate, se déverse sur les mers voisines, et les alizés sont déviés perpendiculairement aux côtes. L'inverse a lieu pendant l'hiver. Dans la mer des Indes, la mousson d'été souffle d'avril à octobre, de la mer vers la terre, et la mousson d'hiver, d'octobre à avril, de terre vers la mer. Il y a souvent de grandes perturbations atmosphériques quand la mousson change de sens.

Vents locaux. — L'inégale répartition de la chaleur amène dans certains pays des vents assez réguliers. Tel est, par exemple, le mistral, qui, en Provence, souffle du Nord-Ouest. L'échauffement du littoral de la Provence produit un appel de l'air froid des sommets des Cévennes, et le vent qui se produit est d'autant plus violent que la différence de température entre ces deux points est plus grande.

D'après M. de Lapparent, le fœhn de Suisse est un vent du Sud-Ouest dont l'action sur les glaciers est due à l'influence du relief des Alpes. Un courant d'air sec, obligé de franchir une cime, se dilate en arrivant dans des zones plus raréfiées et se refroidit d'environ 1 degré par 100 mètres ; un courant d'air humide ne se refroidira pas autant, car son refroidissement amène la précipitation d'une forte proportion de vapeur d'eau, et celle-ci, en se condensant, restitue la chaleur latente qu'elle avait absorbée en se vaporisant, ce qui atténue l'abaissement de la température. Lorsque deux courants, l'un sec, l'autre humide, partant tous deux d'une température initiale de + 10 degrés, se présentent pour franchir une cime de 3 000 mètres, l'air sec s'abaissera à — 20 degrés, tandis que l'air humide ne dépassera pas — 7 degrés. En retombant d'une hauteur égale sur le versant opposé, le premier courant reviendra à sa température initiale ; mais l'air humide, accomplissant le même travail, se réchauffe aussi de 30 degrés, c'est-à-dire que sa température est de 22 degrés, ce qui suffit pour fondre une grande quantité de neige et de glace.

C'est ainsi que le fœhn des vallées suisses a une action si

rapide sur les neiges du versant nord des Alpes. C'est un vent du Sud-Ouest qui vient de l'Atlantique, et non un courant d'origine saharienne.

Ce vent a pour équivalent le sirocco, qui souffle du Nord-Est dans les vallées italiennes. C'est un vent pluvieux sur les versants qu'il remonte, et desséchant sur le versant qu'il descend. On invoque, pour expliquer ce fait, les mêmes raisons que pour le fœhn (1).

Le simoun du Sahara, l'harmattan des côtes de Guinée sont aussi des vents locaux. Sur les côtes d'Europe, les vents les plus fréquents sont ceux du Sud-Ouest, résultant de l'abaissement des contre-alizés; ils se chargent d'humidité sur l'Atlantique et apportent la pluie et une température assez douce. Dans l'intérieur des terres, les vents dominants sont ceux du Nord-Est; ce sont des alizés plus ou moins détournés de leur route par l'inégale distribution des océans et des continents.

Il y a, en somme, dans les régions tempérées un régime de vents variables ; leur vitesse est changeante, elle peut n'être que de 1 mètre à la seconde et atteindre parfois 50 mètres. Le vent, en ce cas, est dit *ouragan*, et s'accompagne des mouvements tourbillonnaires de l'atmosphère.

CYCLONES. — Les cyclones sont des mouvements tourbillonnaires très fréquents dans les mers tropicales, surtout dans les parages des Antilles, dans la mer des Indes, etc. Ils ne s'observent pas à toutes les époques de l'année. C'est principalement aux changements de saisons qu'ils se produisent.

Le mouvement tourbillonnaire qui produit le cyclone peut s'étendre à une masse d'air de 100 kilomètres de diamètre. La vitesse est nulle au centre, elle s'accroît suivant le rayon, jusqu'à une certaine distance, puis décroît pour devenir très faible sur les bords.

(1) De Lapparent, *Traité de géologie*, 1893.

Le sens du mouvement rotatoire est inverse de celui des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère boréal, et dans le même sens pour les cyclones observés dans l'hémisphère austral.

Au mouvement de rotation s'ajoute un mouvement de translation. Le centre du cyclone parcourt à peu près l'axe d'une parabole dont le sommet serait tourné vers l'occident. La vitesse de translation, jamais inférieure à 10, peut dépasser 60 kilomètres à l'heure.

Enfin, le centre d'un cyclone est en même temps le centre d'une dépression barométrique. Dans un cyclone, la pression se répartit régulièrement sur des circonférences concentriques et va croissant du centre à la périphérie. Les circonférences qui réunissent ainsi les points d'égale pression sont dites *isobares*.

Au point de vue des ravages exercés par un cyclone, on doit y distinguer deux zones, dont l'existence est due à la combinaison des deux mouvements. Suivant l'un des bords du cyclone, le mouvement de rotation et celui de translation sont dirigés dans le même sens, les vitesses s'ajoutent et donnent une résultante plus grande que si le cyclone était immobile. Sur l'autre bord, les mouvements sont dirigés en sens contraire, les vitesses se retranchent et la résultante est plus petite que si le cyclone était immobile. La première zone est dite *zone dangereuse*, la seconde *zone maniable*. Dans la première, la vitesse du vent peut doubler et atteindre 100 kilomètres à l'heure. Les ravages causés sont considérables. Le cyclone de 1891 produisit à la Martinique des effets désastreux, aussi bien sur terre que sur mer.

Jusqu'ici, on n'a pas établi de théorie complètement satisfaisante des cyclones. Ils se produisent, dans la mer des Indes, par exemple, au moment du renversement des moussons. C'est l'époque où les vents contraires dominent dans l'atmosphère. Ces masses d'air, animées de mouvements divers, produisent, en s'entrechoquant, des mouvements de rotation; de plus, le tourbillon est entraîné dans le sens du

courant le plus violent. On ignore pourquoi la trajectoire décrite est une parabole.

Dans les mers de Chine, on observe souvent des cyclones localisés dont la direction, comme celle des moussons, est perpendiculaire à la côte. Ce sont des *typhons* résultant du choc des moussons contre des obstacles naturels tels que les montagnes des îles Philippines et de Formose. Leur direction générale est une preuve qui étaye cette hypothèse.

Le Gulf-Stream, courant d'eau chaude qui traverse l'Atlantique en se dirigeant vers l'Europe occidentale, est accompagné d'un courant aérien du Sud-Ouest qui provient du retour du contre-alizé vers la surface. Ce courant est souvent agité de mouvements tourbillonnaires nommés *bourrasques*.

Ces bourrasques, qui sont animées d'un mouvement de rotation inverse de celui des aiguilles d'une montre, n'ont pas la régularité des cyclones. Elles se produisent en toutes saisons et en n'importe quel point. Toutefois, elles sont plus fréquentes en hiver. Leurs isobares ne sont pas toujours régulièrement concentriques et circulaires. Leur vitesse de translation est moindre que celle des cyclones et ne dépasse guère 30 kilomètres à l'heure. On y constate l'existence d'une zone maniable et d'une zone dangereuse. Cette dernière est située au sud de la trajectoire du centre.

On peut prévoir les bourrasques, noter leur marche à travers l'océan et prévenir télégraphiquement les points d'Europe les plus menacés. Une station est particulièrement importante en Europe pour la prévision des bourrasques : c'est Valentia, en Irlande, point le plus occidental de l'Europe. Chaque jour, le service météorologique de France publie des cartes où les courbes d'égale pression atmosphérique sont tracées. Lorsque ces courbes contournent la station de Valentia, on peut, par le rapprochement des isobares et la surface qu'elles couvrent, prévoir l'importance de la bourrasque qui s'avance, annoncer souvent un jour à l'avance la tempête et éviter aux navires l'assaut d'un ouragan.

Trombes. — Les trombes sont des mouvements tourbillonnaires de l'atmosphère dus à la rencontre oblique de deux masses d'air. Le sens de la rotation n'est pas déterminé. Au centre du tourbillon se produit un mouvement descendant de l'air dû à l'existence d'un vide central. L'air qui descend se dilate en arrivant dans un milieu à basse pression et, par suite, se refroidit; la vapeur d'eau qu'il contient se condense, et la trombe apparaît comme un brouillard de forme conique. La pointe du cône s'abaisse ou s'élève par suite des mouvements tourbillonnaires. Les ravages causés par une trombe peuvent être très grands.

Sur mer, les trombes enfoncent dans l'eau leur pointe et souvent entraînent de l'eau avec elles. Dans les parages des Baléares et du détroit de Gibraltar, les trombes marines sont fréquentes par suite du choc des vents d'Est soufflant sur la Méditerranée, et des vents de Sud-Ouest qui viennent de l'Atlantique.

En Amérique, les trombes sont connues sous le nom de *tornados*. Ils sont d'une grande violence et leur apparition est brusque. A quelques secondes de distance, on passe du calme absolu à un vent capable de déraciner des arbres.

§ 2. Océans.

Composition. — La composition de l'eau des océans est assez constante. Sur 1 000 parties, elle en contient environ 35 de sels en dissolution. De ceux-ci, le chlorure de Sodium forme plus des trois quarts, puis viennent le chlorure de Magnésium, les sulfates de Magnésium et de Calcium, le chlorure de Potassium et le carbonate de Calcium.

D'autres corps entrent en composition dans l'eau de mer, mais en très faible proportion; on les retrouve dans les cendres des Algues marines, qui les ont assimilés et concentrés dans leur thalle. On retire ainsi : le Brome, l'Iode; on trouve des traces de Bore et de nombre de métaux : le Nickel, le Cobalt, le Fer, le Cuivre, le Plomb, le Zinc. Il faut y ajouter,

en quantités infinitésimales, l'Argent, qui se dépose quelquefois sur le Cuivre du doublage des navires, après de longues navigations, l'Arsenic et l'Or, la Silice, qui entre dans la substance des tests de Radiolaires et les spicules d'un grand nombre de Spongiaires ; enfin, l'Ammoniaque, provenant de la décomposition des organismes.

L'eau de la mer tient en dissolution des gaz, et comme l'Oxygène est plus facilement dissous que l'Azote, ces gaz ne sont pas contenus, dans l'eau de mer, dans les mêmes proportions que dans l'air atmosphérique. La quantité de gaz carbonique est variable, celui que l'on recueille avec l'Oxygène et l'Azote provient, non seulement de l'atmosphère, mais aussi de celui qui résulte de la décomposition des carbonates dissous.

La salure de la mer varie dans de fortes proportions. Celle de la Méditerranée est d'environ 0,038. Dans la mer Rouge, où ne débouche aucun cours d'eau important et où l'évaporation est très active, la salure est de 0,043. La mer Caspienne est remarquable par la variabilité de sa salure : dans le Kara Boghaz, golfe profond qui ne communique avec la mer que par un canal resserré, l'eau est presque saturée et la vie des animaux est impossible ; mais, au voisinage de l'embouchure des grands fleuves, l'eau est presque douce et la salure est 0,009. Les mers à évaporation faible et dans lesquelles se jettent de nombreux cours d'eau ont une teneur en sels tres minime : pour la Baltique, c'est environ 0,005, et pour la mer Noire, 0,011.

On comprend donc que, dans ces conditions, la densité de l'eau de mer varie ; elle est de 1,016 pour la mer Noire, dans laquelle débouchent des fleuves comme le Danube, le Dniester, le Dniéper et le Don, qui viennent diminuer la salure, et de 1,029 dans la Méditerranée, où la chaleur solaire vaporise une grande quantité d'eau.

Niveau. — On a longtemps cru que toutes les mers avaient le même niveau, et pourtant, bien des causes troublent leur

équilibre. Les marées et les vents, par exemple, changent constamment le niveau de la mer.

Nous venons de voir que la teneur en sels des océans n'est pas partout la même, et cette cause est importante dans les différences de niveau. L'eau est d'autant plus dense qu'elle est plus riche en sels; lorsque des mers de salure différente sont en communication, le niveau n'est pas le même, et la plus salée est la moins élevée. L'apport de l'eau douce élève le niveau, tandis que l'évaporation l'abaisse. D'après M. Bouquet de la Grye, à Honfleur, au Havre, à Saint-Nazaire, l'apport d'eau douce de la Seine et de la Loire fait passer la densité de l'eau de mer de 1,028 à 1,012. Ce qui fait, pour 5 mètres de marée, une différence de 8 centimètres. Le même savant, d'après des calculs basés sur la densité de l'eau dans le golfe de Gascogne et à l'embouchure du Rhône, trouve entre le niveau de l'Atlantique à l'embouchure de la Gironde et celui de la Méditerranée à Marseille une différence de $0^{m},72$ en faveur de l'Atlantique. De même, le niveau de la mer Baltique est élevé de quelques centimètres au-dessus de la mer du Nord.

L'attraction des continents est une cause permanente de trouble dans l'équilibre des mers. Les continents attirent les eaux, comme une montagne attire et dévie le fil à plomb. D'après cela, le niveau des mers le long des côtes doit être relevé. Pour calculer la surélévation des côtes, M. Fischer a proposé et appliqué le procédé suivant :

Soit un pendule dont la longueur a été réglée pour battre la seconde : si le niveau de la mer est partout le même, la surface de la mer sera partout à la même distance du centre, et la longueur du pendule qui bat la seconde sera partout la même pour tous les lieux situés au bord de la mer suivant un même parallèle. Un pendule qui bat la seconde fait 86 400 oscillations par jour. Si le lieu où il bat est plus rapproché du centre, l'attraction est augmentée et le pendule battra plus de 86 400 oscillations. Si, au contraire, le lieu est plus éloigné du centre, on aura à compter moins de

86 400 oscillations. Donc si, en parcourant un parallèle, on observe partout 86 400 oscillations du pendule, le niveau sera partout le même; si l'on en observe un plus grand nombre, on sera dans une dépression, et si l'on en note moins, on sera sur une éminence. D'après ses calculs, M. Fischer admet que la différence d'une oscillation par vingt-quatre heures pour le pendule correspond à une différence de niveau de 122 mètres.

En moyenne, on a trouvé une diminution de 9 oscillations en allant du milieu des mers aux côtes. Le long de celles-ci, il y aurait une surélévation de 1 000 mètres. En outre, près de l'île Sainte-Hélène, à peu près au centre de l'Atlantique, la dépression serait de 847 mètres, et le Pacifique, aux îles Bonin, serait déprimé de 1 309 mètres. En somme, la surface des mers n'appartiendrait pas à un ellipsoïde de révolution, mais à un solide déformé que Listing propose d'appeler un *géoïde*.

Pour M. Faye, le globe terrestre est bien un ellipsoïde aplati, et il propose, pour expliquer la marche plus rapide du pendule, en pleine mer, cette hypothèse : que la croûte terrestre serait plus épaisse et plus dense sous les mers et produirait une attraction plus intense.

Pour expliquer l'augmentation de l'épaisseur de la couche solide, il fait remarquer que la température, au fond des mers, est voisine de zéro; la surface, au contact, a donc dû être refroidie, et avec elle une portion du noyau fluide interne, et ce refroidissement aurait amené une plus grande compacité de l'écorce au fond de la mer (1).

A cela, M. de Lapparent fait observer qu'en Sibérie, aux environs d'Iakoutsk, par exemple, règne une température qui, pour le sol, est de — 10 degrés. Par conséquent, le pendule devrait osciller plus vite en cette région, dont le sol doit être plus dense que partout ailleurs. De plus, le froid superficiel agit très faiblement sur la profondeur, car du sol glacé

(1) Faye, *la Terre à travers les âges géologiques* (*Revue scientifique*, 20 février 1886).

de la Sibérie jaillissent des eaux douces. L'hypothèse de M. Faye semble donc contredite par les faits (1).

Quand la masse d'un continent augmente, l'attraction augmente aussi, et le niveau de la mer s'élève le long de ce continent, et l'attraction doit augmenter quand le continent se couvre de glace. On a calculé qu'une épaisseur de 1000 mètres de glace exercerait la même attraction que 300 mètres de terre, dont la densité serait 2,5 et amènerait une variation de 11 secondes dans l'oscillation du pendule. Chaque seconde, d'après M. Fischer, correspondant à une dénivellation de 8 mètres, l'ascension de la mer atteindrait 90 mètres au voisinage d'une masse continentale couverte de glace, le niveau baissera lorsque l'épaisseur de la glace diminuera.

En résumé, le niveau de la mer est variable, et même, en supposant des erreurs commises dans les observations du pendule, les variations sont constatées, et la surface des océans n'est pas géométriquement régulière.

Profondeur. — On a longtemps admis que la profondeur de l'océan était considérable, on lui attribuait même une valeur de 15 000 mètres. Des sondages, effectués avec la plus grande précision, ont appris que nulle part la profondeur des océans ne dépasse 8 500 mètres, chiffre qui exprime aussi, à quelques centaines de mètres près, l'altitude des plus hauts sommets continentaux.

Cependant, la profondeur moyenne dépasse, comme nous le verrons plus loin, de beaucoup l'altitude moyenne. M. de Lapparent, tenant compte des derniers sondages et attribuant, comme les dernières expéditions y autorisent, les régions antarctiques aux continents, admet pour la profondeur moyenne 4 000 mètres. Le volume des mers atteint ainsi environ quinze cents millions de kilomètres cubes, c'est-à-dire quinze fois celui des continents (2).

(1) A. de Lapparent, *le Niveau des mers* (*Revue scientifique*, 1er mars 1886).

(2) A. de Lapparent. *Traité de géologie*. 1893.

Les plus grandes profondeurs mesurées se rencontrent dans l'océan Pacifique, entre l'Amérique du Nord et le Japon; c'est la grande dépression du Tuscarora, relevée suivant le quarante-deuxième parallèle, entre le Japon et San-Francisco; elle paraît occuper tout le nord du Pacifique, tandis que la profondeur relevée entre San-Francisco et l'Australie est d'environ 3 500 mètres, avec la fosse de Hilgurd, au sud des îles du Phénix, et celle de Belkriap, au sud des îles Sandwich, qui atteignent 7 500 mètres de profondeur. Entre les îles Mariannes et les îles Carolines s'étend encore la fosse du Challenger, dont la profondeur maximum est de 8 366 mètres.

Dans l'Atlantique méridional, le long de la côte brésilienne, existe une dépression dite *dépression du Sud-Ouest*, qui dépasse 5 000 mètres, et le long de la côte africaine, les sondages ont rencontré la *dépression de l'Est*, qui atteint 5 300 mètres. Ces deux dépressions sont séparées par un fond dit *plateau du Challenger*, dont la profondeur n'excède pas 3 000 mètres.

De même, dans l'Atlantique du Nord, une dépression suit la côte américaine, contourne Terre-Neuve et atteint 8 500 mètres. C'est la *dépression du Nord-Ouest*, tandis que la dépression de l'Est suit les côtes du Maroc, d'Espagne et de France. Dans l'Atlantique Nord, le plateau du Challenger est prolongé par le plateau du Dolphin, dont la profondeur ne dépasse guère 1 800 mètres, et dont les Açores sont des sommets émergés suivant le quarante et unième parallèle.

Les mers du Nord sont moins profondes. Les sondages opérés de la côte du Groënland à Kœnigsberg ont rencontré une fosse de 1 500 mètres entre la côte et l'Islande; entre cette île et les Faroër, la profondeur varie de 500 à 1 200 mètres. Les plus grands fonds, entre ce groupe et l'archipel des Shetland, atteignent 1 000 mètres. La profondeur moyenne de la mer du Nord ne dépasse pas 80 mètres, sauf le long de la côte scandinave, où l'on relève des fonds de 800 mètres, et dans la Baltique, la moyenne est d'environ 50 mètres. Le

fond de ces dernières forme un plateau sous-marin qui supporte les îles Britanniques. Il suffirait d'un soulèvement d'une centaine de mètres pour relier l'Angleterre à l'Europe.

La Méditerranée est divisée en deux bassins distincts de profondeur à peu près égale, et séparés par une chaîne de hauts fonds qui, par la Sicile et Malte, relie l'Afrique à l'Italie. Là, un soulèvement de 200 mètres assurerait la communication terrestre des deux continents. Partout ailleurs, la profondeur moyenne de la Méditerranée est de 1 350 mètres.

Le fond des mers est convexe presque partout; le calcul montre en effet que, pour qu'une mer de 5 degrés d'amplitude eût un fond concave, il faudrait que ce fond fût supérieur à 6 000 mètres, ce qui n'est réalisé nulle part. Le Pas de Calais forme une exception à cette règle; sur une amplitude de 32 kilomètres, ce détroit présente une soixantaine de mètres de profondeur. Cette considération permet de rendre au mot *dépression* sa véritable signification. Les dépressions océaniques sont réellement des parties déprimées de la surface terrestre, et non pas des sillons creusés dans une écorce solide (1).

Mouvements. — La surface des mers est rarement calme. D'abord le vent y soulève l'eau en vagues plus ou moins hautes, selon la violence de l'action exercée. La hauteur des vagues dépend de la profondeur du bassin et de son étendue. Les vagues de la mer Caspienne sont très inférieures à celles de la Méditerranée, qui, elles-mêmes, le cèdent à celles des océans. Sur les côtes, à cause des obstacles qu'elles y rencontrent, les vagues atteignent, dans la tempête, de grandes hauteurs. Il n'est pas rare que des phares ayant 30 à 35 mètres d'élévation soient enveloppés par les vagues.

Marées. — La mer subit encore des mouvements réguliers dus à l'attraction de la lune sur la masse liquide. Deux

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie*.

fois en vingt-quatre heures, la mer se soulève, c'est le flux ou marée montante ; au bout de six heures, elle reste quelques minutes stationnaire, puis s'abaisse, c'est alors le reflux ou marée descendante.

Il y a marée haute au passage supérieur de la lune au méridien, et marée basse au coucher de la lune, puis une nouvelle marée haute au passage inférieur de la lune et nouvelle marée basse à son lever.

L'amplitude de la marée est maximum aux syzygies (1) et minimum aux quadratures (2).

L'attraction du soleil sur la masse océanique joue aussi un rôle dans le phénomène ; mais ce rôle est moins important que celui de la lune, à cause de la différence des distances qui séparent la terre de ces deux astres. Les attractions peuvent s'ajouter ou se retrancher suivant la position des trois astres.

Comme les passages de la lune au méridien s'effectuent avec un retard quotidien de cinquante minutes, il en résulte pour la marée un retard de cinquante minutes par jour. Cela donne un retard de vingt-quatre heures au bout d'une révolution complète de la lune, soit vingt-neuf jours et huit heures. Au bout de ce temps, les heures du flux et du reflux sont redevenues les mêmes.

Le mouvement de la marée est dirigé de la mer vers le littoral ; mais la configuration de celui-ci est variable et, par conséquent, oppose des obstacles aux progrès du flux ; aussi la marée haute ne se produit-elle pas, sur les côtes, au moment du passage de la lune au méridien, et ce moment n'est pas nécessairement le même pour deux ports placés sur le même méridien.

Le retard est constant pour un port, et variable d'un port à l'autre ; le calcul de ce retard est l'*établissement du port*. Il est d'autant plus grand que la profondeur de la mer est

(1) C'est-à-dire la nouvelle et la pleine lune.
(2) C'est-à-dire le premier et le dernier quartier.

moindre; la vitesse du flux est en raison de la profondeur de la mer. Sur les cartes, on réunit par un trait les points où la marée haute se produit à la même heure, on obtient ainsi des lignes sinueuses dites *courbes côtidales*.

Dans les mers intérieures, les marées sont peu sensibles, car les eaux n'ont pas l'espace nécessaire pour s'élever ou s'abaisser. On peut dire que toute masse d'eau est soumise à l'attraction de la lune; seulement la marée y est plus ou moins facile à apprécier. Le lac Michigan est la plus petite masse sur laquelle l'action des astres ait pu être constatée : les marées y sont de 75 millimètres. Au fond du golfe de Bothnie, la marée atteint à peine 11 centimètres aux syzygies; dans l'Adriatique, sur la côte Est, on constate des marées de 16 centimètres; elles atteignent, à Trieste, 70 centimètres. Les marées les plus hautes de la Méditerranée s'observent sur les côtes d'Afrique; dans le golfe de Gabès, elles atteignent 3 mètres.

Au milieu des mers ouvertes, l'élévation de niveau produite par le flux ne dépasse guère un mètre. Dans les golfes, au contraire, il peut atteindre une hauteur beaucoup plus considérable. Les courants dus au mouvement de la marée peuvent, en se rencontrant, donner lieu à de grandes différences entre le niveau de la marée basse et celui de la marée haute. Cela arrive, par exemple, dans la baie du mont Saint-Michel en Bretagne; deux courants, dont l'un entre dans la Manche et dont l'autre vient d'Angleterre, ajoutent leurs effets. Dans le Pas de Calais et dans la mer du Nord, l'effet inverse peut s'observer : deux courants de marée se neutralisent. Sur les côtes de Normandie, un courant de marée venu de l'Atlantique a pour effet de maintenir pendant près de trois heures la marée haute. Ce phénomène est aisé à observer au Havre et donne une grande facilité aux navires de fort tonnage pour entrer dans le port.

Courants.— Il y a, entre les marées, un échange constant de liquide entre les diverses mers. Les alizés du Nord-Est et

du Sud-Est impriment à la surface de la mer un mouvement de même sens qu'eux, c'est-à-dire de l'Est vers l'Ouest. Ces mouvements constants sont des *courants*.

Le plus célèbre et le plus étudié de ceux-ci est le courant du golfe ou *Gulf-Stream*, qui se développe tout autour du golfe du Mexique avant de pénétrer dans l'Atlantique.

Dans la région des tropiques, les eaux forment au large de la côte d'Afrique un courant, le courant de Guinée, qui se dirige vers le littoral brésilien et se divise, à la hauteur du cap Saint-Roque, en deux branches. L'une, le courant du Brésil, longe le rivage de l'Amérique du Sud ; l'autre, courant équatorial, pénètre dans le golfe du Mexique, en suivant la Guyane ; il contourne le Yucatan, tournoie dans le golfe et s'y échauffe. Il sort ensuite entre la Floride et Cuba et forme le *Gulf-Stream*. En ce point, sa température est de 30 degrés, sa vitesse de $2^m,50$ à la seconde, sa largeur est de 50 kilomètres et sa profondeur de 400 mètres. Il traverse l'Atlantique Nord en diagonale et à mesure qu'il s'avance vers le Nord diminue de profondeur et augmente de largeur. A la hauteur de la côte de la Caroline du Nord, sa largeur est de 115 kilomètres. On le retrouve entre l'Ecosse et l'Islande, et il amène jusqu'au Spitzberg des bois flottés de l'Amérique tropicale. Sur les côtes de Norvège, sa température est de 16 degrés et surpasse de 10 degrés la température de l'eau ambiante. C'est grâce à cette élévation de température que les lacs des Faroër ne glacent jamais et qu'en Norvège le port de Hammerfest, situé sur le 70e parallèle, bien au-dessus du cercle polaire, est toujours libre.

De nombreux courants issus du Gulf-Stream reviennent vers le Sud. Les eaux du courant principal, refroidies, descendent vers le Midi en longeant le Groënland et les côtes de l'Amérique septentrionale. Les eaux froides rencontrent les eaux chaudes au large de Terre-Neuve et donnent lieu aux épais brouillards de cette région.

Dans le Pacifique, on rencontre des courants analogues. Au large des îles de la Sonde se forme un courant d'eau

chaude qui monte vers le Nord et se retrouve auprès du Japon : c'est le *Kuro-Sivo*, qui aboutit aux îles Aléoutiennes ; il redescend alors le long de la Californie et rejoint vers les îles Hawaï le courant chaud. Une branche du courant équatorial se dirige vers la côte d'Afrique et passe dans le canal de Mozambique.

Le sens général du mouvement de tous ces courants est, dans l'hémisphère boréal, celui des aiguilles d'une montre. Il semble, bien que les faits soient moins bien connus, que dans l'hémisphère austral le sens du mouvement soit inverse. Il est intéressant de remarquer que nous avons eu à faire la même observation pour les courants aériens.

§ 3. Continents.

Répartition superficielle. — Il suffit d'examiner une mappemonde pour se rendre immédiatement compte de l'inégalité qui existe entre la répartition des océans et celle des continents. La surface du globe terrestre étant de 510 millions de kilomètres carrés, 365 appartiennent aux mers et 145 aux continents, en tenant compte des terres antarctiques dont M. Murray évalue la superficie à 9 millions de kilomètres carrés. L'élément liquide occupe donc un peu plus des sept dixièmes de la surface totale.

Répartition dans les hémisphères. — L'inégalité de répartition est encore plus grande si on examine la distribution des terres et des océans dans l'hémisphère austral et dans l'hémisphère boréal. C'est dans celui-ci que les terres sont concentrées et la superficie qu'elles occupent est d'autant plus grande qu'on se rapproche du cercle arctique. A partir de l'équateur, la surface occupée par les continents diminue, dans l'hémisphère austral, et si l'on néglige le continent antarctique, la limite moyenne de la terre ferme est le 40e parallèle, latitude égale à celle de Bordeaux. Celui des continents qui se prolonge le plus avant vers le Sud est

l'Amérique dont la pointe extrême, le cap Horn, est par 56° de latitude Sud, c'est-à-dire une latitude correspondant à celle d'Edimbourg. La pointe extrême de l'Afrique est par 34°51'.

En résumé, sur 145 millions de kilomètres carrés, 100 millions appartiennent à l'hémisphère Nord et 45 millions à l'hémisphère Sud.

Forme. — La forme des continents offre une certaine symétrie. Trois saillies continentales se détachent du Nord et finissent en pointe vers le Sud. C'est l'Amérique, l'Europe prolongée par l'Afrique et l'Asie dont l'Australie peut être regardée comme un appendice austral (1). D'ailleurs cette forme en pointe orientée vers le Sud se trouve dans la plus grande partie des presqu'îles : l'Indoustan, l'Arabie, la Floride, la Scandinavie, etc. Seuls l'Écosse et le Jutland sont dirigés vers le Nord.

Ces considérations ont une certaine importance au point de vue géogénique. Parmi les théories qui ont été proposées, l'une se base sur ce fait que les continents se comportent comme s'ils étaient groupés le long de trois arêtes saillantes se rapprochant d'autant plus de la ligne des pôles qu'on s'éloigne de l'équateur en descendant vers le Midi. Les trois pointes du cap Horn, du cap de Bonne-Espérance et de la Tasmanie marquent l'immersion de ces arêtes sous les océans; elles se réunissent plus au Sud encore en une commune saillie qui, autour du pôle antarctique, forme probablement une terre encore inexplorée.

Par opposition, les océans envoient entre les masses continentales trois nappes qui, partant des régions antarctiques,

(1) Il peut sembler contraire à la vérité de ne pas tenir compte de la liaison intime de l'Europe et de l'Asie. Mais cette liaison a moins d'importance si l'on tient compte de la grande dépression qui, longeant le pied oriental de l'Oural, réunit le bassin de la Caspienne à l'océan Arctique et constitue un canal dont l'émersion n'est pas très ancienne.

se terminent en pointe vers le Nord ; c'est l'Atlantique, le Pacifique et la mer des Indes.

Déviation australe. — La partie australe des trois massifs continentaux est sensiblement déviée vers l'Est, relativement aux régions boréales. C'est ainsi que l'Amérique du Sud ne correspond qu'à une petite fraction de l'Amérique septentrionale, les méridiens de la Tripolitaine et de l'Egypte traversent l'Afrique australe ; quant à l'Australie, elle est, en quelque sorte, située sous le Japon.

Dépression transversale. — Les trois continents sont séparés en deux parties par une zone transversale déprimée, qui fait au globe une ceinture complète.

Entre les deux Amériques, la solution de continuité n'est interrompue que par l'isthme de Panama ; la Méditerranée sépare l'Europe de l'Afrique ; la mer Rouge sépare l'Afrique de l'Asie et l'océan Indien s'étend entre l'Asie et l'Australie à laquelle on peut relier la Polynésie. La pénétration de la mer à travers les massifs terrestres est rendue plus importante encore si l'on observe qu'une dépression du bassin Aralo-caspien relie la mer Noire au désert de Gobi, et si l'on ajoute la grande dépression saharienne à la Méditerranée. Cette ceinture maritime, ainsi placée dans l'hémisphère boréal, près de l'équateur, suggère à première vue l'idée d'un effondrement dont la direction est indépendante de ceux qui ont pu produire les nappes océaniques.

Relief. — On nomme *altitude* d'un point quelconque d'un continent la hauteur verticale de ce point au-dessus du niveau des mers. Le relief continental est l'ensemble de ces altitudes.

Le relief continental est très faible par rapport au rayon terrestre. La plus haute cîme du globe, le Gaurisankar, dans l'Himalaya, atteint $\frac{1}{720}$ du rayon et le mont Blanc n'en re-

présente que $\frac{1}{1321}$. On a donc raison de dire que les inégalités de la surface du globe sont comparables aux aspérités sur une coquille d'œuf ou sur une écorce d'orange.

Détermination de l'altitude. — La détermination de l'altitude rencontre des difficultés telles qu'on ne doit pas compter sur une précision rigoureuse.

En effet, on rapporte les altitudes à une quantité qu'on nomme *niveau moyen de la mer*. Or, en raison des mouvements de la masse liquide, cette donnée est essentiellement variable. En admettant même qu'on eût pu établir des formules empiriques, et réussir à éliminer toutes les causes d'erreur, il n'en résultera pas que le niveau de la mer soit constant. L'eau est attirée par les massifs de haut relief, ensuite l'inégale salure des mers a pour conséquence que lorsque des communications s'établissent entre elles, elles se font équilibre par des colonnes de hauteurs inégales, puisque les densités sont différentes.

Les premières déterminations de l'altitude moyenne des continents ont été effectuées par Humboldt, mais la méthode qu'il employait était fort imparfaite et la connaissance du globe terrestre présentait de trop nombreuses lacunes pour qu'on puisse admettre comme exact le nombre de 300 mètres auquel il s'était arrêté. Les progrès de la géographie ont conduit M. Krümmel au chiffre de 440 mètres. Un peu plus tard, M. de Lapparent concluait à une altitude moyenne voisine de 600 mètres (1) et ce résultat a été dépassé par les nouvelles déterminations auxquelles se sont livrés successivement MM. Murray, Penck, Supan et de Tillo. Ce dernier évalue en chiffres ronds à 700 mètres l'altitude moyenne des continents (2). Les dernières recherches de M. Heiderich l'ont conduit à considérer ce chiffre comme trop faible, et à fixer à 745 mètres l'altitude moyenne des terres émergées.

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie*, 1893.
(2) *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 1888.

Les chiffres donnés par ce savant pour les divers continents sont les suivants :

Europe.	375 mètres.
Afrique	602 —
Asie	920 —
Amérique du Nord	830 —
Amérique du Sud	760 —
Australie	470 —

DISTRIBUTION RÉELLE DU RELIEF. — Nulle part on ne trouve d'exemple d'une régularité géométrique dans la répartition du relief terrestre.

Une remarque curieuse à faire est suggérée par l'examen des cartes sur lesquelles le relief des océans est figuré par des courbes de niveau. C'est qu'un abaissement de près de 4 000 mètres dans le niveau des mers ne modifierait presque pas la forme générale de nos continents. La surface dont ils s'accroîtraient serait une langue de terre de 200 à 300 kilomètres. L'Afrique s'adjoindrait comme presqu'île Madagascar avec les îles voisines de la Réunion. En Amérique, le golfe du Mexique se fermerait, mais il n'y aurait aucun changement notable sur la côte orientale. En Asie, le Kamtchatka et le Japon se réuniraient, les îles voisines de la côte de Chine se souderaient à l'Australie et à la Nouvelle-Zélande ; toutes ces terres entoureraient de grandes mers intérieures. En Europe, la mer du Nord disparaîtrait et, par l'Islande, le Groënland se réunirait aux terres déjà émergées. L'aspect de la mappemonde serait, en somme, peu changé ; les terres vraiment nouvelles seraient dans l'Atlantique deux grandes îles allongées du Nord au Sud et résultant de l'émersion du plateau du Challenger et du plateau de Dolphin.

Par contre, un relèvement du niveau des mers ferait perdre à la terre ferme près de la moitié de sa surface ; mais les portions qui seraient préservées de l'immersion conserveraient sensiblement la forme des continents tels que les étudie la géographie actuelle. Nous devons donc, d'après ces observations

regarder la disposition des terres et des mers, les unes par rapport aux autres, comme un élément fondamental de la structure du globe et en chercher maintenant la cause générale.

C'est une erreur longtemps répandue dans l'enseignement de la géographie physique, d'admettre une coordination régulière des grandes lignes de la structure d'un continent et de substituer à la représentation exacte du relief du sol, des tracés où des chaînes de montagnes, souvent fictives, sont intercalées entre les grandes lignes hydrographiques. On a, de cette manière, propagé l'idée de continents symétriquement formés par rapport aux montagnes. Or, si l'on mène à travers les continents des coupes convenablement choisies, on reconnaît rapidement combien est fausse une pareille manière de voir.

Les coupes suivantes, établies par M. de Lapparent, pour les cinq parties du monde, viennent à l'appui de cette assertion.

Une coupe dirigée en Asie, du Nord au Sud, entre le 69e et le 29e parallèle rencontrerait d'abord les basses plaines de la Sibérie qui s'élèvent lentement vers le Sud jusqu'à l'Altaï pour atteindre jusqu'à 3000 mètres de hauteur; à cette chaîne succède celle de Thian-Chan qui s'élève, en quelques points, jusqu'à 6000 mètres. Avec la dépression de Lob-Nor reparaissent les plaines basses (670 mètres) auxquelles succèdent les massifs du Tibet et de l'Himalaya, dont l'altitude la plus grande est vers le Sud.

Ainsi, en Asie, le relief est, en quelque sorte, accumulé au Sud et, dans la région qui fait face à la mer des Indes, il est le plus accusé.

Une coupe analogue, dirigée de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est de l'Afrique, entre le 2e et le 13e degré de latitude Nord, fait voir que c'est au centre du continent que le relief est le plus faible. A partir de Benguéla, on trouve une chaîne de montagnes (monts Mossamba) dont l'altitude ne dépasse pas 1 600 mètres; un vaste plateau très sensible-

ment déprimé leur fait suite par la dépression considérable occupée par les grands lacs (800 mètres) ; puis vient un pli de 2000 mètres qui supporte le Kilima-Ndjaro (6 100 mètres) et qui sépare la dépression des lacs de la mer des Indes.

L'absence de relief au centre du continent et le manque de symétrie sont encore évidents.

L'Amérique du Nord fournit encore des renseignements de même ordre. La coupe menée du Pacifique à l'Atlantique montre, tout d'abord, une haute chaîne dressée contre le littoral occidental ; cette chaîne qui atteint 4 400 mètres au mont Shasta, s'abaisse et forme le plateau du grand Lac Salé (1 280 mètres). Ensuite s'élève la chaîne des montagnes Rocheuses interrompues par quelques plateaux, mais offrant des sommets de 4 000 mètres ; cette chaîne s'abaisse brusquement pour laisser au centre même du continent la plaine du Mississipi qui descend en pente douce vers la mer, dont elle est séparée par un nouveau pli dont l'altitude atteint 1 800 mètres (chaîne des Alleghanys).

Tout le relief est donc, dans l'Amérique du Nord, porté d'un seul côté, comme en Asie et en Afrique ; seulement c'est à l'Ouest que se trouvent les plus hauts plissements.

La même disposition se montre avec plus de simplicité encore dans l'Amérique du Sud : le long de la côte Ouest, la chaîne des Andes, et le long de l'Atlantique, les chaînes brésiliennes, d'autant plus élevées qu'elles sont plus voisines de la mer. Entre les deux, une vaste plaine où coulent de grands fleuves comme l'Amazone et le Rio de la Plata, *dont les bassins ne sont séparés par aucune ligne de relief.*

L'Australie donne l'exemple d'un continent formé par un bassin central déprimé, bordé à l'Est et à l'Ouest par des chaînes de montagnes, celles-ci étant sensiblement plus élevées du côté du Pacifique que du côté de l'océan Indien.

Une coupe menée en Europe, du Nord au Sud, rencontre d'abord les monts de la Scandinavie, au sud desquels le sol s'abaisse, forme la dépression de la Baltique, puis les plaines de l'Allemagne du Nord ; vers le Sud, la coupe tra-

verse le massif des Alpes, d'autant plus élevé qu'on le considère en un point plus voisin de la Méditerranée.

Nous pouvons donc, d'après ces faits, poser en principe que les grandes lignes de relief, loin d'occuper le centre des continents, bordent le littoral ou les surfaces déprimées.

Il arrive fréquemment que les dépressions soient abaissées au-dessous du niveau de la mer. Lorsqu'on peut les regarder comme d'anciennes mers, il n'y a aucune conclusion à tirer du fait, mais il est des cas où cette hypothèse peut être éliminée. Comme un fleuve ne creuse point son lit à un niveau inférieur à celui de la mer, il semble que les dépressions continentales doivent résulter d'un affaissement local de la croûte terrestre. On nomme *ombilic* la dépression plus ou moins profonde produite par un affaissement. Lorsque l'effort des eaux courantes sera suffisant, l'ombilic se remplira et deviendra un lac. Telle est par exemple, en Palestine, la mer Morte, dont le niveau est à près de 400 mètres au-dessous de celui de la Méditerranée et dont, par endroits, la profondeur atteint cette valeur. La position de la mer Morte, au centre d'un sillon presque rectiligne parcouru par le Jourdain, impose l'idée d'un effondrement. La même hypothèse se présente pour les grands lacs de l'Afrique équatoriale, bien que leur niveau soit très supérieur à celui de la mer ; ils marquent une suite linéaire d'ombilics placés, sans doute, sur une même direction de fracture.

Cet examen nous permet encore de poser ce principe que l'importance des chaînes de montagnes qui bordent une dépression est en rapport direct avec l'importance de cette dépression. Pour nous borner à un seul exemple, la chaîne des Andes de l'Amérique méridionale borde la dépression de l'océan Pacifique qui est la plus importante du globe.

Ajoutons enfin que les bassins dont un continent se compose sont parfaitement indépendants les uns des centres. Un abaissement du sol de moins de 200 mètres suffirait pour séparer la France et l'Espagne. La ligne de partage des eaux de l'Europe n'a aucune signification dans les marais

de Pinsk (Russie occidentale), d'où les eaux, accumulées par les grandes pluies, peuvent, suivant les cas, s'écouler vers la mer Noire ou vers la Baltique. Il faut donc considérer un continent, non comme un ensemble homogène, mais comme composé de parties bien distinctes ayant chacune leur structure particulière (1).

Pour enfermer les conditions de relief des continents dans un énoncé général, applicable à toutes les parties du monde, MM. Guyot et James Dana avaient proposé la formule suivante :

Les continents se composent d'un intérieur déprimé et d'un littoral montagneux. Des chaînes intermédiaires divisent l'intérieur en bassins. La chaîne côtière la plus élevée fait face à l'océan le plus étendu.

Cet énoncé ne s'applique qu'aux continents américains, mais il les caractérise avec une très grande netteté. Malheureusement, il n'existe sur la côte Est de l'Asie aucune chaîne de montagnes dont l'importance soit proportionnée à l'étendue et à la profondeur du Pacifique. En Europe, il n'y a aucune chaîne littorale le long de l'Atlantique ; bien plus, les Pyrénées sont dirigées perpendiculairement à la côte ; le Jura, les Vosges, sont d'importantes chaînes intérieures ; les Alpes ne se développent pas devant une grande dépression maritime, puisque la plaine lombarde ainsi que la chaîne des Apennins s'interposent entre elles et la Méditerranée.

Cependant, si l'on tient compte non plus seulement des mers actuelles, mais des dépressions qui, dans le passé, ont été remplies par des océans, et si l'on considère non plus uniquement nos continents actuels, mais les portions distinctes de chacun d'eux, on pourra conserver la définition des géologues américains.

Sans faire intervenir ici des considérations qui trouveront leur place ailleurs, on peut dire qu'en général un bassin continental est le fond d'une mer ancienne et que les pla-

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie*, 1893.

teaux qui supportent les hautes chaînes de montagnes étaient immergées à une époque antérieure. A cette époque donc, la chaîne qui les borde faisait réellement face à une dépression marine. C'est ainsi que les Pyrénées ont été baignées, au Nord, par un océan, et que la mer qui a immergé les plaines lombardes a baigné le pied des Alpes.

En vertu de ces observations, on peut modifier comme il suit la loi énoncée plus haut (1) :

Lorsqu'une grande ligne de relief se constitue, elle forme le bord d'une dépression océanique ou lacustre dans laquelle plonge son flanc le plus abrupt. L'importance de la chaîne est, le plus souvent, en rapport avec celle de la dépression.

DYSSYMÉTRIE DES CHAINES DE MONTAGNES. — La conséquence de ces faits est la dyssymétrie des lignes de relief, non seulement dans leur position géographique, mais dans leur situation particulière.

De ce qu'une chaîne de hauteurs fait face, par son flanc abrupt, à la dépression qui la baigne, résulte l'inégalité de pentes des deux versants. Cette conséquence est comme un principe général.

Prenons, comme premier exemple, les Alpes, nous constatons, entre Neuchâtel et le mont Rose, une succession de crêtes d'altitude croissante, tandis que du côté des plaines lombardes, le versant tombe brusquement. En France, les Pyrénées s'élèvent d'un seul jet au-dessus de la plaine de Tarbes, tandis que leur versant espagnol débute, pour ainsi dire longtemps d'avance, par une série de plis parallèles d'altitude croissante, ce qui rend la saillie pyrénéenne beaucoup moins sensible. C'est le contraire pour le Jura, qui, du côté de la France, se constitue peu à peu par des plis successifs, tandis que du côté de la Suisse, la pente s'abaisse rapidement depuis les sommets de la chaîne centrale jusqu'à la plaine de Neuchâtel.

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie*, 1893.

Nous devons ajouter que la pente moyenne d'une chaîne de montagnes est, sauf pour les points voisins de la crête, toujours beaucoup inférieure à celle qu'on est tenté de lui attribuer à première vue.

Il est rare que la pente d'une montagne atteigne 6°. Celle des Pyrénées françaises ne dépasse pas 4°. Lorsque l'on examine les pentes opposées des grandes chaînes de montagnes du globe, la loi exprimée plus haut se vérifie ; la pente la plus rapide fait face à la plus grande dépression, et en général le rapport des pentes des deux versants varie du simple au double.

Quand le relief terrestre comprend plusieurs chaînes parallèles entre elles, la crête la plus élevée n'occupe pas le milieu du système, mais l'un de ses bords et les chaînes secondaires forment une série d'échelons qui vont en s'élevant jusqu'à la ligne des plus hauts sommets.

Cela est extrêmement net dans les chaînes françaises. Si l'on part du Jura français en se dirigeant vers la Suisse, on ne rencontre la chaîne culminante qu'au-dessus de la dépression dont le fond est occupé par les lacs de Neuchâtel et de Genève. Le massif des Alpes Dauphinoises montre une disposition analogue. En partant de Voiron, par exemple, on traverse d'abord le massif de la Grande Chartreuse, qui tombe brusquement dans la vallée de l'Isère; en continuant, on arrive, par des pentes modérées, au pic de Belledonne, d'où une nouvelle chute brusque amène à Sables; de nouvelles pentes douces conduisent au sommet du Pelvoux et de là des versants rapides descendent vers Briançon.

Sans multiplier inutilement les exemples, remarquons que le profil de ces chaînes offre grossièrement l'apparence d'une scie inclinée.

La disposition du relief à la surface de la terre se complète par ce que nous avons vu en étudiant le fond des océans.

Nous savons que les plus grandes profondeurs sont concentrées près des côtes, ou au voisinage des archipels. L'axe de l'Atlantique septentrional est occupé par le plateau du

Challenger qui se relève assez sous le 40° parallèle pour affleurer aux Açores. A l'Ouest du plateau se développe une fosse de 5000 mètres dont le versant abrupt sur la côte des Etats-Unis est modéré du côté des Açores.

La même observation est applicable au Pacifique. A l'Ouest des îles Mariannes, le fond de la mer s'abaisse progressivement, tandis qu'à l'Est se trouve une fosse profonde. Les îles Mariannes sont donc la crête du versant très incliné d'un pli immergé qui forme le prolongement du Japon. La position excentrique des grands fonds est encore mieux marquée aux îles Kouriles. C'est contre ces îles qu'on trouve les gouffres de 8500 mètres du Pacifique et cette zone ne s'étend pas au delà de 600 kilomètres des îles. Partout ailleurs, les profondeurs du Pacifique sont très modérées. On peut affirmer que, pour cet océan, les grandes profondeurs sont localisées le long de la côte d'Asie et au milieu de la Polynésie, tandis qu'entre la Terre de Feu, la Nouvelle-Zélande et l'archipel Pomotou, ainsi qu'entre la côte américaine, les îles Sandwich et l'archipel Pomotou, la sonde n'a relevé aucun abîme de cette profondeur.

Il faut observer, cependant, que s'il n'y a pas de grandes profondeurs contre la côte américaine, le long des côtes chiliennes et péruviennes s'étend un chenal dont la profondeur, sans atteindre celle de la fosse du Tuscarora, est supérieure à tout le fond du Pacifique occidental. Le versant abrupt des Andes se continue sous les eaux, et le fond du chenal forme un sillon creux inverse de la crête des Cordillères.

En Europe, la Méditerranée offre, le long de la côte algérienne, des pentes qui prolongent le versant septentrional de l'Atlas, beaucoup plus rapidement que celles de la côte espagnole. Dans le golfe de Gascogne, le prolongement des chaînes pyrénéennes, le long de la côte d'Espagne, fait atteindre à la sonde des grands fonds. Au nord de Santander, les sondages du *Travailleur* ont rencontré des falaises abruptes et des pentes presque verticales.

trouve dans les chaînes de montagnes et dans leurs cimes, toutes les variétés de formes possibles ; et, s'il est vrai qu'on peut attribuer à l'action des agents extérieurs l'accentuation de certains caractères, il faut reconnaître que la structure interne des massifs est la cause première de l'allure générale d'une ligne de relief. Dans les Vosges, pour ne citer qu'un exemple, le granite, qui est l'élément constituant des montagnes, se réduit en sable, et cette transformation donne des formes arrondies jonchées de masses qui en représentent les parties les plus dures. La forme de la montagne est ainsi liée à sa structure interne et la diversité des formes est, en quelque sorte, la représentation des faits dont l'étude est du domaine exclusif de la Géologie.

Plateaux. — Dans les parties plates du globe, il faut distinguer les dépressions proprement dites ou pays bas, des plateaux, qui dominent toujours une partie du pays. Dans les premiers, les cours d'eau coulent à peu près à fleur de terre, tandis que dans les plateaux, ils circulent au fond de ravins qui entaillent profondément la contrée.

Dans une dépression, il est facile de reconnaître un ancien fond de mer ou de lac, tandis que dans les plateaux et dans les terrasses, il faut distinguer des variétés.

Un plateau est quelquefois une surface plane, dans le détail comme dans l'ensemble (Beauce, Brie, région des Causses), et cette surface repose sur des assises régulières d'une roche dure ; d'autres fois, le plateau se compose de larges surfaces mamelonnées, de niveau à peu près constant, et où l'on ne trouve aucune surface plane (plateau central de la France). Quelle que soit la nature des terrains, ou des roches sous-jacentes, c'est encore à la Géologie d'apprécier les causes de ces différences.

Cours d'eau. — Les vallées des fleuves révèlent d'une manière analogue l'intervention de causes profondes dans la formation de la surface. Le passage du Rhône dans le Jura

méridional, à son débouché du lac de Genève, le passage du Rhin à travers le Taunus; le voisinage de deux régions identiques en apparence, mais parcourues l'une par une infinité de cours d'eau sujets à des crues fréquentes, l'autre par un petit nombre de rivières d'une constance remarquable, sont autant de preuves qu'il existe à la direction et au régime des cours d'eau une cause profonde que la Géologie peut révéler.

Nous devons donc, pour résumer cette étude, conclure qu'un pays de quelque étendue se divise, par son relief, en régions naturelles, dont chacune offre des caractères constants. Dans chaque région, le régime fluvial est en concordance parfaite avec la forme du sol; seulement, comme les régions considérées ne sont que des portions d'un ensemble qui a sa pente générale, il en résulte que les cours d'eau doivent souvent enfreindre les conditions de régime qui leur sont imposées par chacune des régions qu'ils traversent. Si donc la Géographie physique est indispensable pour apprécier la division de la surface en régions homogènes, la Géologie l'est tout autant pour faire comprendre l'association de ces régions dont l'ensemble forme un continent.

Il faudrait donc, pour compléter notre étude du relief terrestre actuel, connaître les moyens d'action des agents extérieurs, et savoir dans quelle mesure cette action a pu s'exercer sur des formations d'origine ancienne. Nous serons donc forcés, sous peine de laisser cette étude sans conclusion, de revenir sur la question du relief terrestre, lorsque l'examen des forces externes et internes, qui agissent sur la surface de notre planète, nous en aura fourni les notions désormais indispensables

---

CHAPITRE III.

LA VIE SUR LA TERRE.

Après avoir envisagé la terre dans ses rapports avec les autres planètes, après nous être rendu compte de la façon dont l'air, la terre et l'eau, les trois facteurs essentiels de la vie, se distribuaient à la surface de notre globe, il nous reste à étudier la dernière condition nécessaire à l'existence des êtres organisés, c'est-à-dire la manière dont est répartie la chaleur. Ces conditions exposées, nous pourrons aborder l'étude de la distribution des êtres vivants, tant à la surface des continents qu'à la surface et dans la profondeur des mers.

De là la division du présent chapitre en quatre paragraphes : 1° la répartition de la chaleur sur le globe, et accessoirement; 2° la répartition du magnétisme ; 3° la répartition des êtres organisés sur les terres ; 4° la répartition de ces êtres dans les mers.

§ 1er. Répartition de la chaleur.

SOURCES DE CHALEUR. — Les principales sources de la chaleur terrestre sont les radiations envoyées par le soleil et les astres, et la chaleur interne se transmettant par conductibilité à travers l'écorce terrestre, ou répandue au dehors par les phénomènes volcaniques.

On a calculé qu'à l'époque actuelle, l'énergie calorifique traversant la croûte solide de la terre ne contribue pas pour plus de $\frac{1}{30}$ de degré à l'entretien de la température extérieure.

L'influence des volcans est, d'autre part, limitée à leur voisinage immédiat, et cette influence est généralement trop faible pour débarrasser de la neige, qui les recouvre, les hauts sommets volcaniques.

D'après cela, on doit faire abstraction de la chaleur interne et ne considérer que le flux de chaleur venant de l'extérieur, lorsqu'on étudie la répartition de la chaleur à la surface du sphéroïde terrestre.

On désigne sous le nom de *température de l'espace*, l'effet calorifique des radiations stellaires. Cet effet est très difficile à apprécier, il doit varier avec le nombre et l'éclat des constellations qui, à un moment donné, passent au-dessus de l'horizon.

Comme les mesures précises font défaut, nous nous bornerons à considérer l'effet thermique de l'espace comme une constante applicable à l'ensemble du globe, et que, dans l'étude des variations de température, on peut négliger, au moins jusqu'à ce que des méthodes rigoureuses permettent de préciser sa valeur.

Il ne reste donc plus à considérer, comme source d'énergie calorifique, que le soleil. Les expériences montrent qu'aux limites de l'atmosphère, cet astre envoie, par minute, sur chaque centimètre carré normal aux rayons incidents, une quantité de chaleur égale au moins à $\frac{2}{1000}$ de grandes calories. En admettant cette valeur, qui se rapporte au niveau de la mer dans le sud de la France, on trouve que le soleil représente une force de 200 trillions de chevaux-vapeur appliquée à notre globe. Ce nombre ne représente que le minimum de la puissance solaire, car certaines radiations obscures ne se traduisent pas directement en chaleur et donnent lieu à des actions chimiques dont chacune représente un travail.

Quoi qu'il en soit, toute la chaleur ainsi répandue sur la surface de l'atmosphère terrestre ne parvient pas jusqu'à la surface, une certaine quantité en est absorbée.

Absorption de la chaleur. — L'atmosphère absorbe une très notable partie de la chaleur solaire qui la traverse. Cette absorption est d'autant plus grande que la marche des rayons est plus oblique et que l'atmosphère est moins pure.

Les expériences entreprises à l'observatoire de Montsouris prouvent que, sous la latitude de Paris, l'absorption de chaleur par l'atmosphère varie, à midi, suivant les époques de l'année, entre 43,6 et 13,7 pour 100. Pour une atmosphère pure, elle est en moyenne de 20,70 pour 100. Si l'on considère la journée entière, la moyenne est de 45 pour 100. L'influence des nuages, tantôt nuisibles, tantôt utiles, suivant qu'ils forment écran entre la terre et la source de chaleur, ou qu'ils renvoient celle-ci par réflexion, réduit l'absorption à la moitié de sa valeur. On peut dire que la surface terrestre ne reçoit, à Paris, que 29 pour 100 de la quantité de chaleur reçue à la limite extrême de l'atmosphère.

Il résulte de là que, dans des conditions climatériques moyennes, la part qui revient à la vapeur d'eau contenue dans l'air est égale à celle de l'atmosphère elle-même. Or, l'abondance de la vapeur d'eau dépend essentiellement de la distribution relative des mers et des terres, du relief et de la constitution du sol. Ces circonstances sont liées aux phénomènes qui ont altéré l'uniformité primordiale de notre planète, et nous retrouvons ainsi l'influence du passé que nous avons déjà signalée. En outre, l'absorption propre de l'atmosphère dépend de sa masse et de sa composition. Celle-ci nous est actuellement connue, mais si elle a varié dans le cours du temps, sa capacité d'absorption a dû s'en ressentir, de telle sorte que sa valeur actuelle n'est applicable qu'aux conditions présentes. Elle changerait complètement si la proportion d'anhydride carbonique augmentait.

On pourrait penser, d'après cela, qu'une notable proportion de l'énergie calorifique, interceptée par l'atmosphère, est perdue pour la surface du globe. Il n'en est rien, et nous allons voir que l'atmosphère se comporte à la fois comme un réservoir et comme un régulateur.

Echauffées, les molécules aériennes rayonnent autour d'elles la chaleur absorbée et l'envoient au milieu ambiant. Plus l'atmosphère est dense et plus cette action se fait sentir; ainsi la température des plaines basses est supérieure à celles des cimes, sous la même latitude, bien que ces dernières soient moins éloignées de la source de chaleur. Sur les sommets élevés, l'air, très raréfié, transmet uniquement la chaleur, ne l'absorbe pas et ne la peut renvoyer ensuite autour de lui par rayonnement. La présence de la vapeur d'eau et de l'anhydride carbonique augmente dans de remarquables proportions le pouvoir absorbant de l'air. La proportion de gaz carbonique ne varie guère, mais celle de la vapeur d'eau peut atteindre 20 à 25 grammes par mètre cube. De plus, cette vapeur d'eau se maintient à une altitude qui ne s'étend pas au-dessus de 2 000 mètres. En France, il n'est pas rare de trouver dans l'air des plaines 10 à 12 grammes de vapeur d'eau dans un mètre cube d'air, tandis qu'on n'en trouve qu'un gramme au sommet des montagnes. Si l'on considère, maintenant, la propriété que possède, à un haut degré, la vapeur d'eau de transformer les radiations lumineuses et calorifiques en radiations obscures par lesquelles elle ne se laisse pas traverser, on comprendra qu'au lieu de laisser retourner dans l'espace les rayons réfléchis sur les corps terrestres, elle emmagasine une partie de ces rayons et avec eux la chaleur qu'ils transportent. De là le rôle de réservoir de chaleur que nous avons attribué à l'atmosphère. Remarquons que ce rôle sera d'autant plus actif, que l'air sera plus voisin de son point de saturation, et que, par conséquent, les régions où cette activité se manifestera le mieux, seront celles qui avoisinent les mers.

Quant à l'action regulatrice de l'atmosphère, elle s'établit par des considérations que nous allons maintenant développer.

Tout d'abord, la masse d'air qui enveloppe notre globe est une masse homogène mobile et répandue uniformément; elle accumule une chaleur dont le débit, pour un point donné, varie d'intensité à chaque moment. En second lieu,

l'échauffement inégal des masses atmosphériques détermine des mouvements de ces masses qui ont pour résultat de transporter la chaleur en des points où son influence ne se serait pas manifestée directement. Enfin, sous l'action de la chaleur solaire, l'atmosphère se dilate beaucoup, et comme tout travail d'expansion d'un gaz absorbe une certaine quantité d'énergie, elle absorbe une certaine quantité de chaleur; lorsque le soleil tombe sous l'horizon, l'atmosphère se refroidit, par conséquent se contracte et reconstitue l'énergie calorifique absorbée pendant le jour. Ces effets atténuent, d'une manière sensible, les différences de température entre le jour et la nuit; d'ailleurs cette différence est encore diminuée du fait que l'abaissement de température amène la condensation d'une partie de la vapeur d'eau, condensation qui agit dans le même sens que la contraction de l'atmosphère, en raison de la quantité de chaleur latente que le passage de l'eau à l'état de vapeur avait exigée. Donc, plus l'atmosphère est épaisse et plus elle est dense, plus son action régulatrice est intense; par suite, une atmosphère très chargée de gaz carbonique et de vapeur d'eau serait le meilleur agent de la suppression des variations de climat.

ÉCHAUFFEMENT DES TERRES. — La surface terrestre absorbe la chaleur qui a traversé son atmosphère et la répand autour d'elle par voie de rayonnement. Comme la croûte terrestre est très mauvaise conductrice, la chaleur ne se transmet jamais à une grande profondeur; elle est tout entière, ou peu s'en faut, concentrée à la surface.

D'ailleurs, la façon dont la terre s'échauffe au-dessous de sa surface dépend de l'état de cette surface. M. H. Becquerel a fait voir que, dans l'hiver de 1890 à 1891, le sol dénudé du Jardin des Plantes de Paris a gelé jusqu'à 73 centimètres de profondeur, tandis que le sol gazonné ne se laissait pénétrer par la gelée que jusqu'à 30 centimètres (1). On peut

(1) H. Becquerel, *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 19 octobre 1891.

comprendre, d'après cela, que la constitution lithologique d'un terrain doit jouer un rôle important dans l'échauffement ou le refroidissement de la surface et que, selon la structure de l'écorce en un lieu donné, la terre s'échauffera plus vite en été et se refroidira plus lentement en hiver.

La quantité de chaleur mise en reserve par les couches superficielles du globe réagit sur l'atmosphère ambiante. En été, le sol échauffé, durant la journée, émet de la chaleur pendant la nuit. Cette chaleur, absorbée pendant le jour, est employée, en hiver, à fondre la neige qui couvre le sol, et la température de l'air ne s'élève plus.

L'effet de la terre ferme est donc d'exagérer les différences qui existent entre les températures extrêmes de la saison en un lieu donné.

ÉCHAUFFEMENT DES MERS. — La surface des mers est un excellent miroir qui réfléchit la chaleur et renvoie à l'espace une bonne partie des radiations sans s'être échauffée. Mais ici, l'action alternative de la vapeur d'eau se fait mieux encore sentir, et la chaleur renvoyée par la surface d'un océan, ne pouvant traverser les couches d'air saturées de vapeur, se maintient dans les zones voisines de la surface. En outre, le pouvoir absorbant de l'eau est beaucoup plus faible que celui de la terre, et elle emploie, sous forme de chaleur latente de vaporisation, la majeure partie de l'énergie calorifique. Cette partie est d'ailleurs, par suite de la condensation de la vapeur, restituée durant la nuit à l'air ambiant. C'est pour cela que l'eau des océans ne se couvre pas de neige et ne se prend en glace que sous des latitudes très élevées. Enfin, tandis que la profondeur terrestre à laquelle parvient la chaleur est faible, la profondeur à laquelle pénètrent, sous la surface des mers, les radiations extérieures peut atteindre 200 mètres. Il résulte de ces considérations que la masse des mers joue, vis-à-vis de l'atmosphère qui la surmonte, le rôle d'un régulateur de chaleur et il faut nous attendre à trouver la répartition des températures moyennes plus

constante au voisinage des océans que dans l'intérieur des terres.

L'effet des océans est dû non à la profondeur, mais à l'étendue de la surface. Si donc, par suite de bouleversements topographiques des continents, il se produisait des golfes pénétrant profondément dans les terres, la répartition des climats acquerrait de ce fait une remarquable uniformité.

Influence du relief. — Plus on s'élève dans l'atmosphère, plus la densité de l'air diminue et plus cet air raréfié est impropre, par cette moindre densité et par sa sécheresse, à absorber et à répandre ensuite par rayonnement les radiations solaires. Nous pouvons chercher maintenant si l'altitude, et par suite le relief n'ont pas d'effet sur les conditions thermiques terrestres.

Tout d'abord, il résulte de nos remarques antérieures que plus on s'élèvera dans l'atmosphère, moins cet effet des radiations sera puissant. Pour qu'il se fasse sentir, il faut que les rayons solaires rencontrent un récepteur qui emmagasine leur énergie. Quand la terre n'est pas couverte de neige, elle joue parfaitement ce rôle, et, dans les hautes régions montagneuses, la température des rochers nus s'élève parfois très haut; mais, en tout cas, l'absence d'une atmosphère humide et dense empêche l'effet calorifique de se répandre. C'est ainsi que, d'après M. Violle, l'atmosphère qui, au niveau de la mer, absorbe 75 pour 100 de la chaleur solaire, n'en conserve que 11 pour 100 à 3000 mètres au-dessus et 6 pour 100 à 4800 mètres. De là résulte une diminution de la température à mesure que l'on s'élève. Mais cette diminution varie avec les circonstances géographiques, et n'est pas égale sous les latitudes basses et sous les latitudes élevées.

Au voisinage de l'équateur, par exemple, la terre, très échauffée, envoie de la chaleur aux couches d'air voisines de la surface. Cet effet du rayonnement ne s'exerce que dans une zone très limitée, et comme il y a à peu près partout, à

la même hauteur, une couche atmosphérique à partir de laquelle l'influence du sol ne se fait plus sentir, il est clair qu'entre cette couche et la zone superficielle très échauffée, il doit y avoir une diminution plus rapide de température que dans les régions où le sol ne s'échauffe pas. Pour une raison identique, la diminution de température avec l'altitude sera moindre en hiver qu'en été. En hiver, sous les latitudes tempérées et basses, il y a moins de différence entre la chaleur du sol et celle des zones élevées de l'atmosphère.

Mais l'influence du relief sur la chaleur du globe ne se borne pas aux variations de température dues à l'altitude. Les lignes de relief ont, dans leur ensemble, une influence qu'il faut signaler.

Une chaîne de montagnes exposée au midi agit sur la dépression qu'elle domine, comme un réflecteur, et modifie, par suite, l'effet thermique, indépendamment de la protection qu'elle offre contre les vents froids.

Remarquons que si cette influence de l'exposition compense, pour le monde végétal surtout, l'effet d'une latitude basse, elle est toute locale, car la puissance réfléchissante des hauteurs n'a d'action que dans leur voisinage immédiat.

C'est ainsi qu'à côté des régions privilégiées, sous le rapport du climat, qui bordent le littoral de la Provence, il suffit d'une vallée orientée vers le Nord pour donner passage aux vents froids, et imprimer au climat un caractère septentrional qui contraste avec celui de la côte voisine.

Nous n'avons pas tenu compte, ici, de la grande mobilité de l'atmosphère, ni des courants qui la parcourent, apportant dans les régions qu'ils traversent la chaleur de la région d'où ils sont issus.

Nous avons vu, au chapitre précédent, quelles étaient l'origine et les causes des vents réguliers ou périodiques, nous n'avons donc pas à revenir sur cette question, nous nous bornons à la rappeler et à signaler l'influence des courants atmosphériques sur la répartition des températures à la surface de la terre.

Températures moyennes. — Toutes ces considérations éclairent quelque peu l'explication d'un phénomène extrêmement complexe : la modification des climats suivant la latitude, et en raison des circonstances géographiques propres à chaque contrée.

Dans l'évaluation de la température d'un pays, on apprécie surtout les variations accomplies au voisinage du sol, car c'est dans les couches basses de l'atmosphère que s'accomplissent les phénomènes physiques et autres, dont l'action peut transformer la surface du globe. On détermine les variations thermométriques à l'aide d'appareils enregistreurs qui permettent de dresser la courbe des oscillations de la température dans le temps et d'établir, avec une rigueur suffisante, la moyenne d'un jour, la moyenne d'un mois et la moyenne annuelle. C'est la température moyenne annuelle qui caractérise le climat d'un lieu (1).

Lignes isothermes. — On nomme ligne *isotherme* une ligne qui réunit tous les points du globe ayant la même température moyenne annuelle.

La plus haute de ces températures est de 30 degrés, et la ligne isotherme qui définit cette température est appelée *équateur thermal*. Elle affecte la forme d'une ellipse allongée qui occupe le centre de l'Afrique, et s'étend des côtes de la mer Rouge jusqu'aux environs de Tombouctou.

Les isothermes qui définissent les points les plus froids du globe enveloppent deux pôles, l'un situé en Sibérie avec une moyenne de — 17°,2, l'autre, dans les terres arctiques, avec une moyenne un peu supérieure à — 20 degrés.

Sauf l'isotherme de zéro dans l'hémisphère austral, l'allure générale des courbes ainsi tracées est très irrégulière. Ainsi l'isotherme de zéro dans l'hémisphère boréal unit des points dont la latitude diffère de 23 degrés. L'extrême régularité de cette même courbe dans l'hémisphère austral

(1) A Paris, sa valeur est de 10°,8 au-dessus de zéro.

(elle suit le 65e parallèle) s'explique quand on voit, à l'inspection d'une mappemonde, que la masse des océans couvre la partie du globe qu'elle traverse; tandis que l'isotherme de zéro, dans l'hémisphère boréal, traverse des mers et des continents. On peut remarquer d'ailleurs que, dans l'hémisphère austral, toutes les isothermes comprises entre le 40e et le 65e parallèle affectent une grande régularité, tandis que les mêmes régions, considérées dans l'hémisphère boréal, sont parcourues par des isothermes beaucoup plus irrégulières. De là cette conclusion que la distribution des températures est beaucoup plus régulière dans l'hémisphère austral que dans l'hémisphère boréal.

L'influence des masses continentales sur la direction générale des isothermes ressort nettement de l'étude de deux quelconques de ces courbes prises dans l'un et l'autre hémisphère, entre l'équateur et la latitude de 40 degrés. Chacune de ces courbes se relève vers le pôle dans l'axe des continents et s'infléchit vers l'équateur en traversant une mer. En effet, dans les basses latitudes, les neiges n'apparaissent jamais,et les continents augmentent, par leur rayonnement, la température.

Au delà du 40e degré de latitude boréale, les isothermes se redressent vers le pôle dans l'axe des océans et s'infléchissent vers l'équateur, au milieu des continents. Cela tient à ce que les terres dont la latitude surpasse 40 degrés peuvent se recouvrir de neige, et, la longueur des nuits aidant, elles deviennent non plus comme tout à l'heure des réservoirs de chaleur, mais, si l'on peut dire, des réservoirs de froid. Tandis que l'Atlantique, par exemple, ne gelant pas et s'échauffant même jusqu'au 70e parallèle, grâce aux courants chauds venus de l'équateur, cet excès de chaleur profite à l'atmosphère.

Une dernière particularité des isothermes est fournie par l'observation de l'influence d'une région montagneuse. L'action de l'altitude ne saurait entrer en jeu, puisque les températures moyennes sont, par une correction toujours effec-

ne suffit jamais à compenser un hiver rigoureux, car la neige tombée absorbe, pour disparaître, une notable quantité de chaleur latente, et cette chaleur, qui redevient disponible quand la neige se reforme, n'étant mise à profit que dans les hautes régions de l'atmosphère, ne rétablit point l'équilibre à la surface. L'hémisphère boréal serait donc plus éprouvé par une augmentation du froid de l'hiver, de même, faute d'océans assez vastes, la chaleur de l'été y serait plus sensible, et son influence sur le régime des vents s'en accroîtrait. Il en résulterait donc, dans les conditions biologiques du globe, des modifications importantes qui ont pu, d'ailleurs, se produire dans le passé.

A l'époque actuelle, la saison chaude de l'hémisphère Nord dépasse de huit jours environ celle de l'hémisphère Sud. Malgré cela, la température moyenne des deux hémisphères est sensiblement la même. On peut conclure de cette remarque et de celles qui précèdent que si les circonstances étaient inverses, une différence notable de température moyenne s'établirait entre les deux hémisphères.

Quant aux oscillations actuelles des climats, il semble résulter de recherches récentes qu'elles soient soumises au retour des maxima et des minima de température au bout de périodes d'environ trente-cinq ans. Il semble aussi que les périodes de froid concordent avec les années humides, et que la chaleur accompagne la sécheresse. La cause de ces différences réside, peut-être, dans des variations périodiques du rayonnement solaire.

Température des mers. — La surface des mers présente des variations de température beaucoup moindre que celles de l'atmosphère. Nous avons eu occasion de signaler l'action régulatrice des mers, et nous n'insisterons plus sur la cause de ce phénomène.

Surface des mers. — Les courants établis au milieu des masses liquides influent puissamment sur la distribution de

la température à la surface des océans. La constance des courants est telle que l'on a voulu voir, dans leur distribution, un effet de la rotation du globe modifiée, toutefois, par la disposition des côtes. Mais si la théorie rend compte de phénomènes observés dans l'Atlantique, elle se heurte, en ce qui concerne le Pacifique, à des objections sérieuses. Le phénomène devrait se présenter avec plus d'intensité dans cette vaste mer, où la circulation des eaux n'est entravée par aucune masse continentale importante. Or, c'est à peine si, le long de la côte japonaise, on observe un courant chaud, le Kuro-Sivo, bien inférieur au Gulf-Stream, et ne produisant pas comme lui le relèvement des isothermes.

En réalité, le phénomène des courants est très complexe, et l'étude en exige, à la fois, la connaissance de la répartition des isothermes et de la topographie du fond, celle de la surface et celle des courbes d'égale salure.

Par conséquent, l'état géographique actuel influe sur la température de la surface des mers par l'excès de chaleur ou de froid qui résulte de la présence des continents, et aussi par la direction que la forme des rivages de ceux-ci est capable d'imprimer aux courants.

Régions profondes. — A mesure que l'eau de mer se refroidit, elle augmente de densité. On sait qu'il n'en est pas ainsi de l'eau douce, et que celle-ci présente à 4 degrés un maximum de densité, grâce auquel, en hiver, le fond d'un lac est plus chaud que sa surface.

Si donc l'océan subit l'influence refroidissante de l'atmosphère, l'eau refroidie doit tomber au fond, et nous devons nous attendre à trouver une diminution de la température d'un océan jusqu'à un minimum voisin de la moyenne du mois le plus froid, et à trouver la masse océanique composée de deux nappes, l'une supérieure subissant l'échauffement des rayons solaires, l'autre inférieure à température constante et égale à la moyenne hivernale de la surface.

Cette répartition théorique n'est que rarement réalisée.

Dans le Pacifique et dans l'Atlantique, les sondages ont révélé un tout autre mode de distribution des températures (1). Les résultats obtenus par des recherches faites dans les meilleures conditions ont appris que, sauf dans une zone superficielle peu épaisse influencée directement par la chaleur solaire, la température de la masse océanique est très inférieure à celle de la surface de la mer pendant le mois le plus froid, dans la région considérée.

Dans l'Atlantique, la température est d'autant plus basse, en profondeur, qu'on se rapproche du pôle antarctique. Dans l'océan Pacifique, la zone possédant une température supérieure à 10 degrés varie entre 150 et 360 mètres de puissance. La surface isotherme de 5 degrés est située entre 730 et 920 mètres de profondeur. La température du fond est de +1 degré dans le Pacifique oriental, et de zéro entre les îles Sandwich et les îles Kouriles. La tranche chaude, dans cet océan, atteint son maximum d'épaisseur sous l'équateur.

La même distribution ne se trouve pas dans l'océan Atlantique. La couche chaude superficielle est comprise entre 110 et 150 mètres; l'isotherme de 5 degrés se rencontre à 585 mètres, celle de 4 degrés à 800 mètres, celle de 3 degrés à 2000 mètres; la température du fond est, sous l'équateur, de zéro degré. C'est sous cette latitude que la zone, dont la température est supérieure à 5 degrés, est le plus mince. Cette circonstance coïncidant avec un degré de salure des eaux inférieur à celui des eaux de l'Atlantique Nord, on en déduit que des eaux froides, venues du pôle, arrivent sous l'équateur presque à la surface.

Il n'y a pas, en somme, identité entre les deux grands océans, et l'on peut même dire que, sous une même latitude, le Pacifique est plus froid, dans sa profondeur, que l'Atlantique.

Rien ne s'oppose à ce que l'infériorité des températures de

(1) Ces études ont été poursuivies à bord des navires : *Lightning*, *Porcupine*, *Shearwater*, *Gazelle*, *Challenger*, *Travailleur* et *Talisman*.

la profondeur, sur celles de l'hiver à la surface, soit due à l'afflux des eaux antarctiques, et cela fournit une explication aisée des particularités précédentes. L'afflux se faisant d'autant plus aisément que la communication des mers entre elles est plus large, le Pacifique devra se trouver plus froid que l'Atlantique. Quant aux eaux du pôle arctique, elles n'ont qu'une médiocre influence; le détroit de Behring, large de 111 kilomètres, fermant à peu près le Pacifique, et l'Atlantique septentrional étant à la fois étroit et peu profond. Dans cette dernière région, les eaux tièdes du Gulf-Stream s'accumulent comme dans une impasse, et leur chaleur, ne se répandant plus en latitude, se distribue en profondeur. C'est cette influence du courant chaud qui explique pourquoi, par 35 degrés de latitude boréale, les surfaces isothermes de l'Atlantique s'abaissent, sans que rien d'analogue se produise dans le Pacifique.

Le fait que l'eau du fond contient, dans l'océan, la même proportion d'azote que les eaux superficielles de même température dans les hautes latitudes, prouve bien encore que ces eaux affluent dans la profondeur sous la zone équatoriale.

Quant à la cause qui produit le mouvement des eaux antarctiques vers le Nord, elle est encore mal connue. D'après M. de Lapparent, l'explication de M. Vojeykow paraîtrait préférable aux autres. Les océans appartiennent à la catégorie des masses liquides pour lesquelles la température moyenne est de beaucoup supérieure à celle du maximum de densité. Les masses refroidies par contact avec l'air, dans la saison froide des hautes latitudes, tombent et s'accumulent sur le fond d'autant plus aisément que le maximum de densité de l'eau de mer correspond à une température inférieure au point de congélation. Or, dans l'hémisphère Nord, la présence des terres, favorisant la prise de l'eau en glace, contrarie la propagation des basses températures dans la profondeur, tandis que rien de pareil ne se produit dans les mers du Sud unies aux mers équatoriales par de larges communications. Cette imposante masse liquide, telle que, dans

une zone étendue entre les 20° parallèles Nord et Sud, une colonne d'eau atteint à peine une température moyenne de 4 degrés, malgré les chaleurs tropicales, est le résultat d'une action prolongée qui va sans cesse en augmentant. Elle a suffi pour établir, entre les eaux profondes des deux hémisphères, une différence de densité, et celle-ci est plus élevée dans l'hémisphère austral. De là, entre cet hémisphère et l'autre, un lent transport du liquide, qui ne saurait être comparé à un courant, mais dont le déplacement des glaciers nous donnera une idée (1).

Quoi qu'il en soit, la différence entre les deux hémisphères est le résultat de l'inégale répartition des terres et des mers; son origine est donc liée à la constitution actuelle de la terre et non à des phénomènes cosmiques. A ce propos, encore, nous voyons l'influence que les transformations de la surface terrestre ont eue sur son état actuel.

Aires océaniques. — Nous diviserons, avec M. J. Murray et d'après toutes les observations antérieures, les nappes océaniques profondes en deux régions. La première ou *aire de transition* comprend des profondeurs ne dépassant pas 1 800 mètres et ayant une épaisseur moyenne de 600 mètres; elle offre une grande variété de conditions physiques et biologiques. La seconde, *aire abyssale*, est, au contraire, caractérisée par une extrême uniformité (2).

Mers intérieures. — La distribution des températures dans les mers intérieures est très différente de la répartition océanique.

La Méditerranée, qui est la principale et la mieux étudiée des mers intérieures, peut être prise comme exemple. Cette mer est formée d'un bassin occidental commençant au détroit de Gibraltar et terminé à cette crête que nous avons signalée entre la Sicile et l'Afrique et d'un bassin oriental

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie*. Paris, 1893.
(2) J. Murray, *Scottish Geographical Magazine*, 1887.

s'étendant de la chaîne sicilienne sous-marine au littoral de l'Asie Mineure.

Dans le bassin occidental, la température superficielle est de 24 à 25 degrés, et elle s'abaisse à 13 degrés à 183 mètres de profondeur. De là au fond (3 000 mètres), la température est comprise entre 13 degrés et 12°,7. Dans le bassin oriental, la répartition des températures est tout autre. A la surface, on relève une moyenne de 26°,6; au niveau de la chaîne sicilienne, les thermomètres indiquent 13°,6, et au point le plus profond (3 968 mètres), 13°,5. Dans ce dernier bassin, au-dessous de la masse chaude, qui mesure environ 360 mètres d'épaisseur, règne une température uniforme et précisément égale à la moyenne du mois le plus froid. Le bassin occidental subit, comme on le voit, l'influence réfrigérante des masses océaniques voisines comprises entre l'aire superficielle chaude et la profondeur de 365 mètres, qui est la profondeur maximum du détroit de Gibraltar.

Dans la mer Rouge et dans les autres mers intérieures, les mêmes constatations ont pu être faites. Pour la mer Rouge, la température superficielle peut dépasser 32 degrés; au fond, elle ne descend pas au-dessous de 21°,6, minimum de la région en hiver. Dans les fjords de Norvège, qui sont tous au moins des bras de mer intérieurs, M. Mohn a relevé par 80 mètres de profondeur une température de 6 degrés, constante jusqu'à 1 280 mètres.

La température du fond des mers intérieures suit donc une loi constante que l'on peut énoncer ainsi. Dans ses profondeurs, une mer fermée possède une température uniforme qui est égale à la température moyenne hivernale de la région, ou celle de la dernière zone profonde avec laquelle cette mer peut librement communiquer.

Pour résumer cet exposé des conditions thermiques marines, nous pouvons désormais considérer comme prouvé ce fait que la latitude n'a d'autre rôle que de fixer la température des masses océaniques superficielles. Souvent, les courants ou la configuration du littoral viennent effacer ce rôle.

En second lieu, les phénomènes thermiques connus qui s'accomplissent dans la profondeur ne dépendent que du relief du fond et de la facilité des communications établies entre les différents bassins maritimes. La théorie des causes actuelles étant adoptée, il est aisé de comprendre l'importance de ces conclusions pour le géologue, car elles l'aideront dans l'appréciation des conditions du développement des organismes marins et du mode de formation des dépôts stratigraphiques d'origine marine.

§ 2. Le magnétisme.

La terre agit sur une aiguille aimantée comme si elle était parcourue par un courant dirigé de l'Est à l'Ouest. On sait qu'une aiguille aimantée mobile sur un pivot vertical se met, sous l'action d'un courant, en croix avec celui-ci en dirigeant l'un de ses pôles vers le Nord. L'action de la terre ne se borne pas là. En effet, si l'aiguille est librement suspendue par son centre de gravité, le plan vertical dans lequel son axe vient se placer ne coïncide pas avec le méridien géographique, mais fait avec lui un certain angle qu'on appelle *déclinaison;* enfin, dans ce plan, l'aiguille fait avec la verticale un certain angle qui est l'*inclinaison;* un troisième élément s'ajoute à ceux-là, c'est l'*intensité* de la force magnétique au lieu considéré. Non seulement ces trois éléments magnétiques sont variables d'un point à l'autre du globe, mais, en un même point, ils éprouvent des variations diurnes et annuelles en rapport avec le mouvement de la lune, et d'autres séculaires, dont l'origine est plus malaisée à définir.

On nomme *équateur magnétique* la ligne qui réunit tous les points sans inclinaison. Cette ligne, dont la position n'est pas invariable, décrit des sinuosités autour de l'équateur géographique.

D'un lieu à un autre, la déclinaison varie considérablement, et en réunissant par une ligne tous les points qui ont, au même moment, la même déclinaison, on obtient des

courbes *isogones*. Le parcours de ces lignes est absolument indépendant des méridiens. Toutes semblent converger vers un point de l'hémisphère Nord dit *pôle magnétique* situé par 71 degrés de latitude et 100 degrés de longitude à l'ouest de Paris. Dans l'hémisphère austral, le pôle magnétique est environ par 75 degrés de latitude et 145 degrés de longitude Ouest. Tout point situé sur la ligne qui joint ces deux pôles est sans déclinaison.

En un même lieu, la valeur des éléments magnétiques et en particulier celle de la déclinaison varie, avec le temps, dans des limites très étendues. Il y a les variations diurnes qui dépendent de la latitude du lieu, de la déclinaison et de la rotation du soleil ; des variations qui ont même période que la fréquence des taches solaires ; des variations momentanées qui peuvent s'étendre sur une grande surface. Enfin, il existe des variations séculaires, dont on peut donner une idée par l'exemple suivant.

En 1540, la déclinaison était, en France, de 7°30′ à l'Est ; trente ans plus tard, elle atteignait 9°30′ ; dans les années suivantes, elle a décru pour s'annuler en 1666, puis passer à l'Ouest ; l'écart maximum dans cette direction a été de 22°34′. Au 1er janvier 1880, la déclinaison était de 16°52′, ce qui indiquait depuis 1876 une variation annuelle de 6′. Au 1er janvier 1889, la déclinaison était devenue de 15°47′, de 15°41′ en 1890, et de 15°35′ en 1891, et elle continue à décroître actuellement de 6′ par an.

Les cartes qui donnent la distribution des éléments magnétiques portent trois sortes de courbes, les *isogones* ou lignes d'égale déclinaison, les *isoclines* ou lignes d'égale inclinaison, et les *isodynames* ou lignes d'égale intensité. En général, on ne donne sur les cartes que le parcours moyen de ces courbes qui semblent assez régulières. Mais si l'on s'attache aux détails, on trouve un grand nombre de localités où la valeur réelle des trois éléments magnétiques et surtout celle de la déclinaison s'écarte beaucoup de ce que l'allure des courbes donnerait à penser.

La cause de quelques-unes de ces anomalies est apparente; par exemple, lorsqu'on se trouve au voisinage d'une mine contenant des minéraux magnétiques, notamment de l'oxyde salin de fer. En Scandinavie même, on a utilisé les perturbations de la boussole pour déterminer les points où il fallait ouvrir la mine et en commencer l'exploitation.

L'influence des minéraux magnétiques peut-elle s'étendre au loin? Pour M. E. Naumann, les chaînes de l'Oural, qui renferment beaucoup de gîtes de fer magnétique, ne produisent aucune déviation des isogones, et les perturbations de l'aiguille sont limitées au voisinage des exploitations à ciel ouvert, car, pour cet auteur, l'action de l'oxyde salin sur l'aiguille ne se fait sentir qu'après exposition à l'air, l'oxyde récemment extrait n'ayant pas encore acquis sa propriété caractéristique. En France, M. Moureaux n'a pas observé de perturbations causées dans la direction des isogones par les gisements de fer oxydé abondants dans l'Est. Enfin, on peut ajouter, à l'appui de l'hypothèse de M. Naumann, que, dans l'intérieur du gisement de fer magnétique de Mokta, l'aiguille est si peu troublée qu'on se sert de la boussole pour les travaux qui n'exigent pas une minutieuse précision.

Il existe pourtant des faits contradictoires. Ainsi, en Suède, on a dû renoncer à relever le tracé des isogones vraies, tant l'influence des masses d'oxyde salin de fer agissait puissamment sur l'aiguille.

Il semble, cependant, que les anomalies causées par les roches magnétiques soient spéciales, et excluent une déformation régulière des isogones.

Depuis longtemps déjà, on a signalé un autre genre de perturbations. Dès 1849, Kreil avait signalé l'influence du relief des Alpes sur la valeur de l'intensité magnétique. On savait déjà qu'au pied de l'Himalaya, les isogones font un coude brusque suivant la vallée du Brahmapoutra, et qu'en Autriche, celles qui suivent le pied des Carpathes se courbent parallèlement aux chaînes de Transylvanie. Au Japon, M. Naumann a constaté que les isogones s'infléchissent,

comme les chaînes de montagnes, à la rencontre d'un accident géologique sur lequel sont alignés les volcans du pays. En 1890, M. Moureaux a constaté de même qu'en France les isogones ne possèdent leur direction normale que dans l'extrême nord. A cette époque, l'isogone, passant par Hazebrouck et Clermont (dans l'Oise), se rapprochait constamment du méridien avant d'atteindre Paris, où sa direction est Nord et Sud. A partir de là, elle s'infléchit au Sud-Est jusqu'à Gien ; en ce point, elle se recourbe brusquement et court au Nord-Ouest jusqu'à Houdan, et, à partir de là, revient au Sud-Ouest et reprend, par le méridien de Chartres, sa direction normale. Depuis la Manche jusqu'à Gien, toutes les isogones présentent cette anomalie. Les choses se passent, d'après l'auteur, comme si l'aiguille aimantée dirigeait son pôle Nord vers une ligne à peu près droite suivant la direction Fécamp Châteauneuf-sur-Loire.

Des faits de même ordre ont été observés en Ecosse et en Russie.

Toutes ces irrégularités concordent avec des accidents géologiques (*failles*) interrompant la continuité des terrains. Ainsi, la ligne de Fécamp à Gien présente sur son parcours, du moins en Normandie, des failles importantes et des vallées de fractures. D'ailleurs, M. Moureaux lui-même fait remarquer que le coude des isogones se poursuit au delà de Gien et d'Auxerre, et que ce prolongement, qui coïncide avec la vallée de la Loue, rencontre les failles du Nivernais et du Sancerrois. Les anomalies disparaissent aux environs de Nevers, en avant du massif qui réunit le Plateau central et le Morvan.

Si la cause du magnétisme terrestre réside, comme on l'admet généralement, dans l'existence de courants telluriques, il faut admettre que ces courants sont influencés, en direction et en intensité, par la nature des couches dans lesquelles ils se propagent. Il est clair, dès lors, qu'ils doivent subir des déviations à la rencontre des grandes fractures qui mettent en contact des couches géologiques hétérogènes,

Cette hypothèse se déduit naturellement des observations montrant la relation des failles et des anomalies de la déclinaison magnétique. Enfin, les volcans doivent modifier la direction des isogones, par suite des manifestations électriques corrélatives de presque toutes les éruptions.

§ 3. La vie sur les continents.

L'examen géographique des faunes et des flores offre, pour le géologue, une importance capitale, car les conditions physiologiques favorables au développement des êtres vivants sont liées aux circonstances physiques ambiantes, et l'on devrait, semble-t-il, chaque fois que des fossiles appartiendraient à des formes dont les analogues existent aujourd'hui, reconstituer les conditions extérieures du milieu dans lequel ils ont vécu. Les observations recueillies dans ces temps derniers entraînent des conséquences dont nous devons, dès à présent, examiner la portée.

I. Les **végétaux**. — Au point de vue où nous nous plaçons, le mode de répartition des végétaux à la surface des continents offre la plus grande importance. Une plante, en effet, fixée au sol qui la nourrit, est incapable de se soustraire à l'influence physique du milieu où se passe sa vie, tandis que les animaux, tous susceptibles de migrations, sont aptes à se défendre quand les conditions mésologiques leur deviennent défavorables. Les renseignements fournis par la Botanique géographique sont donc préférables à ceux que donne la Zoologie. Bien que ces deux sciences soient encore à leurs débuts, elles vont nous fournir quelques indications précieuses que nous aurons à utiliser plus tard.

Influence du sol. — La Botanique enseigne qu'il existe un rapport étroit entre la nature d'une plante et le sol sur lequel elle croît. Depuis longtemps, cette science distingue les plantes *calcicoles*, comme la Carotte sauvage, cantonnées dans les terrains calcaires, et les plantes *silicicoles*, qui pré-

fèrent les terrains siliceux, comme le Châtaignier. Depuis longtemps aussi, on sait que l'influence de la composition chimique du sol ne doit pas être exagérée. Il est rare de rencontrer des terrains qui ne renferment pas les éléments nécessaires à la nutrition des plantes, et la Physiologie végétale explique aisément comment une plante choisit, pour ainsi dire dans le sol, les éléments nutritifs nécessaires à sa vie. D'ailleurs, l'observation a montré que la localisation des espèces n'a qu'une valeur régionale (1). La nature du terrain est généralement corrélative de certaines conditions mésologiques auxquelles la végétation est très sensible. Telles sont la capacité calorifique, la perméabilité, l'hygroscopicité, etc., sous l'action desquelles s'accomplit l'acte physiologique principal, l'assimilation des aliments. Si un terrain calcaire réunit, dans une région, l'ensemble des propriétés physiques spéciales, dans un autre pays, au terrain siliceux, la plante silicicole deviendra calcicole et inversement.

Influence de la température. — La température est celui de tous les agents physiques auquel le développement de la végétation est le plus soumis. On peut dire, avec Ch. Martins, que chaque fraction de l'échelle thermométrique détermine le complet épanouissement d'une espèce végétale. Ainsi, le Bouleau nain et le Mélèze supportent la température à laquelle se solidifie le mercure, tandis que les Palmiers et les Fougères arborescentes s'étiolent et meurent à + 10 degrés. Certaines plantes sahariennes végètent couchées sur des sables dont la température atteint 60 et 80 degrés, tandis que les plantes de la région alpine se flétrissent si le thermomètre monte à + 10 degrés.

(1) Alph. de Candolle a constaté que, sur quarante-cinq espèces silicicoles en Suisse et en Autriche, dix-neuf, sous d'autres climats, deviennent calcicoles. Sur soixante-sept espèces calcicoles, trente-six ont été reconnues silicicoles en Suisse. D'après Wœhlenberg, sur quarante-trois espèces calcicoles dans les Carpathes, vingt-deux vivent en Suisse et en Laponie sur des terrains exclusivement siliceux.

Ce n'est pas, comme on pourrait le croire, la température moyenne qui est le principal facteur de la végétation. Beaucoup de plantes supportent, à l'état de vie ralentie, de très grands froids, et dépériraient, si, dans la période de vie active, le thermomètre s'abaissait au-dessous d'un certain minimum.

Action de la lumière. — Il faut tenir compte aussi de l'action lumineuse et de l'action chimique des radiations solaires. L'ensemble de ces actions constituent la puissance *actinique* des radiations ; et la Physiologie botanique enseigne que la végétation est d'autant plus active que la somme des degrés actinométriques est plus grande. Ainsi, au delà du cercle polaire, la présence du soleil au-dessus de l'horizon supplée, dans une certaine mesure, aux faibles chaleurs de l'été et les brouillards, affaiblissant les radiations solaires, peuvent, en Islande, arrêter complètement la végétation des plantes fourragères.

Zones botaniques. — Les plantes sont donc aptes à traduire les circonstances du climat d'une région, et, par conséquent, la flore doit beaucoup varier d'un point à l'autre du globe suivant la latitude, l'altitude, le relief, la pureté de l'air et la composition du sol. Cependant, quelques caractères généraux, dépendant surtout de la température, permettent de diviser la sphère terrestre en zones distinctes, non point limitées par des cercles de latitudes, mais par des isothermes. Remarquons, tout de suite, que la température diminuant avec l'altitude, une montagne élevée pourra, sous les plus basses latitudes, offrir une succession complète des zones de végétation.

Les botanistes admettent aujourd'hui l'existence des huit zones suivantes :

1° *Zone équatoriale* s'étendant en latitude, de l'Équateur au 15ᵉ parallèle ; elle renferme surtout des Palmiers et des Bananiers ;

2° *Zone tropicale*, du 15ᵉ au 23ᵉ parallèle, caractérisée par les Figuiers et les Fougères arborescentes ;

3° *Zone subtropicale*, du 23e au 34e parallèle; ses plantes typiques sont les Myrtes et les Lauriers ;

4° *Zone tempérée chaude*, du 34° au 45° parallèle, caractérisée par les arbres dicotylédones à feuilles persistantes ;

5° *Zone tempérée froide*, du 45° au 58e parallèle, caractérisée par les arbres dicotylédones à feuilles caduques et par de vastes prairies ;

6° *Zone subarctique*, du 58° au 66e parallèle, renfermant principalement des forêts de Sapins, de Bouleaux et la végétation des tourbières ;

7° *Zone arctique*, du 66° au 78° parallèle, où les *Rhododendrons* abondent ;

8° *Zone polaire*, au delà du 78° parallèle, caractérisée par les plantes alpines.

Les *courbes isochimènes* limitent souvent, au Nord, le développement de certaines espèces. Ainsi, les Fougères arborescentes ne dépassent pas l'isochimène de + 10 degrés, et l'Olivier celle de + 5 degrés ; le Hêtre s'élève jusqu'à l'isochimène de zéro. Par contre, le *Silene acaulis* s'avance, dans le Nord, jusqu'au 80e parallèle, et les végétaux inférieurs supportent également bien la chaleur et le froid. Tandis qu'on trouve des *Beggiatoacées* (*Leptothrix*) dans les eaux de geysers américains atteignant + 90 degrés, et des *Nostocacées* (*Oscillaria*) supportant + 73 degrés ; sur les champs de neige du Groënland, Nordenskjold et Berggen ont recueilli des *Desmidiacées*. Cette adaptation, à des conditions si diverses, n'est pas le fait des végétaux supérieurs qui accomplissent des fonctions physiologiques délicates. Aussi la richesse des flores en végétaux d'organisation élevée (Phanérogames et Cryptogames vasculaires) s'accroît-elle du pôle à l'équateur. On n'a étudié que 90 espèces végétales au Spitzberg, et on en connaît 2650 en Sicile (Alph. de Candolle).

Influence de la forme des terres. — Un fait remarquable et depuis longtemps relaté, est la richesse botanique du nouveau monde, fait dû à la disposition des chaînes de monta-

gnes. Toutes les lignes du relief américain sont alignées du Sud au Nord, et, comme l'étendue en latitude du nouveau monde dépasse celle de l'ancien continent, sous chaque parallèle, toutes les altitudes sont représentées, et, par suite, toutes les zones botaniques. Mais la position des montagnes le long de la côte occidentale exerce sur la flore américaine une autre action. Nous savons que, dans la région tropicale, des courants d'air humide et chaud rencontrent la côte orientale de l'Amérique. Aucun obstacle n'arrêtant leur marche, ils versent des pluies abondantes aussi bien dans le bassin du Mississipi que dans les plaines du Sud. De là, un remarquable régime de forêts et de prairies, dont la cause doit être cherchée dans la position excentrique du relief. En effet, si les vents chauds et humides se heurtaient sur la côte Est à d'importantes masses montagneuses, ils y abandonneraient, comme nous l'avons déjà expliqué, toute leur vapeur d'eau sous forme de pluies et de neiges; le centre du continent, ne recevant que de l'air sec, serait un vaste désert. Or, ceci ce produit entre les chaînes littorales du Pacifique et les montagnes Rocheuses, où l'atmosphère, privée par les montagnes, de l'humidité des océans, ne peut qu'entretenir la pauvre végétation de la Californie et des déserts du Colorado.

Localisation des flores. — D'après les faits qui viennent d'être énumérés, nous devons nous attendre à trouver des flores identiques partout où les conditions mésologiques sont les mêmes : il n'en est rien. Les flores se localisent indépendamment du climat et de la nature du sol.

La Géographie botanique enseigne qu'aucune espèce n'occupe toute l'étendue de la zone dont les conditions climatériques lui sont favorables. L'aire moyenne de dispersion est d'autant plus vaste que l'organisation de l'espèce est plus simple.

Une zone donnée ne renferme pas non plus toutes les espèces qui pourraient y vivre; des conditions fortuites, ou l'intervention de l'homme, introduisent dans une flore locale

une espèce nouvelle qui se développe vigoureusement. C'est ainsi que le Chardon, originaire d'Europe, a pu se *naturaliser* dans les Pampas de l'Amérique méridionale, et que l'*Elodea canadensis* des rivières américaines, amenée en Angleterre par des navires porteurs de bois exotiques, s'y est parfaitement acclimatée.

Dans une même zone climatérique, la flore ne reste donc pas homogène, et quand les graines ne sont entraînées ni par les eaux, ni par les vents, c'est l'homme qui établit l'identité de végétation que la similitude des milieux devrait entretenir.

Disjonction d'espèces. — A ce phénomène s'ajoute celui de la *disjonction des espèces*. On donne le nom d'*espèces disjointes* à des espèces reléguées dans des régions dépourvues de communication directe. Leurs aires de dispersion sont séparées les unes des autres par des espaces très étendus, souvent coupés par des bras de mer ou des chaînes de montagnes. Nous devons citer ici l'exemple classique du Palmier nain (*Chamærops humilis*). Il prospère dans le sud du Portugal et dans le sud-est de l'Espagne, manque dans le Roussillon, dans le Languedoc, en Sardaigne et en Corse, mais se retrouve aux environs de Livourne, en Sicile; quoique très abondant en Algérie, il n'existe pas en Égypte. L'explication la plus plausible de ce phénomène paraît être la suivante. Les aires de dispersion ont fait, autrefois, partie d'un même ensemble de terres que des phénomènes géologiques ont disloquées et séparées.

Cette hypothèse présente l'avantage d'expliquer en même temps l'uniformité des contrées de haute latitude au point de vue de la flore.

Végétation des cimes. — La flore des hauts sommets présente un bon exemple de la disjonction des espèces. Cette flore offre d'indiscutables affinités avec celle des régions polaires. Sur 132 plantes phanérogames recueillies en Suisse par Ch. Martins, 40 se trouvent aussi en Laponie, et 8 au Spitzberg, et l'on récolte sur les cimes élevées des Andes des

espèces européennes. La distance qui sépare l'Europe de l'Amérique méridionale rend impossible le transport des graines par les vents ou par les oiseaux. Mais durant la *période glaciaire* (1), la flore polaire a pu s'avancer loin vers le Sud et lors de la fonte des glaces, les aires de dispersion des plantes polaires ont dû se rétrécir, se limiter au pourtour des glaciers isolés, tandis que la plus grande partie des végétaux reculaient vers le Nord. La surrection d'une chaîne de montagnes introduisant des conditions de température différente a pu produire des phénomènes analogues : diviser en deux parties une zone primitivement homogène. Une dépression comblée par la mer pourra opérer aussi une disjonction semblable, et l'une des zones résultant de ces changements géographiques se trouvant dans des conditions climatériques telles qu'elle perdra ses caractères physiques primitifs, les types végétaux les plus accentués en disparaîtront d'autant plus vite qu'ils offriront une moindre résistance à la lutte pour la vie.

Isolement d'espèces. — Une particularité intéressante que signale la Géographie botanique est l'existence *d'espèces isolées* qu'aucun caractère ne relie à l'ensemble des espèces vivantes. Mais, en comparant ces plantes aux restes des végétaux trouvés dans les assises stratigraphiques, on découvre entre eux des analogies parfois complètes, et à l'aide des flores primitives, on reconstitue approximativement la chaîne des variations du monde végétal. Ainsi, on doit conclure que notre flore actuelle n'est pas exclusivement formée d'éléments homogènes également aptes à vivre ; elle représente l'une des phases du combat livré contre les conditions extérieures par des groupes plus anciens. Chacun d'eux a son histoire : les uns trouvent aujourd'hui seulement les conditions favorables à leur complet développement, les autres, décimés, réduits à quelques types, sont les survivants de tribus qui, dans le passé, ont tenu le premier rang dans

(1) Voir livre II, chap. VI.

l'ensemble des plantes. Les phénomènes d'où résultent ces extinctions partielles ou totales, sont intimement liés à ceux qui ont déterminé, pour les terres, la configuration et le relief que nous enseigne la Géographie physique. De nouveau, et par une voie différente, nous sommes amenés à considérer l'état actuel de notre planète comme un terme d'une série de transformations lentes qu'il est nécessaire de connaître pour l'interprétation complète des particularités de sa surface.

II. Les animaux. — Les résultats fournis par la Géographie végétale sont corroborés par l'étude de la répartition des animaux terrestres. Nous avons mentionné, au début de ce paragraphe, la facilité de dispersion que possèdent les animaux. Cependant, un groupe, en particulier, n'est pas doué de la même capacité d'expansion, c'est l'embranchement des Mollusques. Ces animaux ne peuvent, en effet, se déplacer que très lentement, ils refléteront donc les variations mésologiques avec une plus grande précision que les autres. C'est pour cela qu'on divise la surface terrestre en *provinces malacologiques* définies par cette condition, que chacune est caractérisée par la moitié au moins des espèces exclusivement propres aux régions considérées. C'est ainsi que la France, l'Allemagne, la Scandinavie, la Russie et les îles Britanniques, forment une seule province, de même pour les presqu'îles méditerranéennes et le littoral africain. On distingue, de la sorte, vingt-sept provinces distinctes (1). Elles présentent, entre elles, des différences que les conditions mésologiques ne justifient pas toujours. Comme pour les végétaux, il y a des espèces *disjointes* qui, par hasard, ou par intervention de l'homme, s'acclimatent dans des régions d'où elles étaient originairement absentes. Ces espèces disjointes ne sont pas seulement fréquentes chez les Mollusques ; on sait, par exemple, avec quelle fécondité les Bœufs et les

(1) P. Fischer, *Manuel de conchyliologie*, Paris, 1887.

Moutons, introduits par l'homme, se sont développés en Australie.

Il existe aussi des faunes très dissemblables, malgré des conditions géographiques semblables. L'île de Ceylan et la péninsule hindoue, la Jamaïque et l'Amérique, la Nouvelle-Zélande et l'Australie, renferment des types d'animaux étrangers les uns aux autres, malgré leur voisinage et la presque identité des climats.

On observe aussi que les îles d'une certaine étendue, comme Madagascar, séparées des terres voisines par des mers profondes, présentent des faunes malacologiques spéciales, tandis que d'autres, comme l'Angleterre, séparées des continents par des mers peu profondes, ne possèdent aucun Mollusque terrestre ou fluviatile qui leur soit particulier. Or, comme la profondeur d'un bras de mer est corrélative de son ancienneté, on déduit de là que les îles à faune distincte sont celles dont la séparation avec les autres terres remonte à l'époque la plus reculée.

De même que la Géographie physique et la Géographie botanique nous ont montré les continents, les océans et le monde végétal comme des ensembles hétérogènes, de même la Zoologie géographique nous montrerait, dans le monde animal, des groupements distincts dont on ne découvre les affinités qu'avec l'aide de la Paléontologie. Ainsi se justifie la théorie de Forbes, soutenant que les régions zoologiques sont composées de groupes animaux d'âges différents, dont les relations n'ont pas toujours été ce qu'elles affectent aujourd'hui, et que, pour démontrer l'homogénéité de l'ensemble, il faut mettre en regard le présent et le passé. Cette comparaison est absolument nécessaire lorsqu'on étudie la faune des lacs offrant d'indiscutables caractères marins, comme certains lacs équatoriaux de l'Afrique, le lac Ladoga, en Russie, quelques lacs italiens, qui nourrissent des Poissons et des Crustacés dont les affinités avec la faune méditerranéenne sont incontestées (1). Ce sont d'anciens

(1) Edmond Perrier, *Traité de zoologie*, Paris, 1892.

bassins maritimes qui ont été séparés de la mer par des bouleversements géologiques, effectués, toutefois, dans des conditions telles que les conditions de la vie, pour un certain nombre de types, n'ont pas été troublées; mais, ultérieurement, et par variations progressives, ces types ont perdu quelques-uns de leurs caractères franchement marins.

§ 4. La vie dans les mers.

Dans les mers actuelles, la distribution des organismes vivants se fait suivant cinq zones nettement séparées qui sont (1) :

1° *Zone littorale* ou *intercotidale*, qui couvre et découvre à chaque marée ;

2° *Zone des Laminaires*, de 0 à 27 ou 28 mètres;

3° *Zone des Corallines*, s'étendant de 27 mètres à 72 mètres;

4° *Zone des Brachiopodes et des Coraux*, étendue de 72 mètres à 500 mètres ;

5° *Zone abyssale*, au delà de 500 mètres.

Les quatre premières zones peuvent rentrer dans l'étude de la vie à la surface des mers; la cinquième exige, en raison de dernières et très importantes découvertes, un examen spécial, c'est en elle que se concentre la vie dans la profondeur des mers.

I. Surface des mers. — L'amplitude de la *zone littorale* est, par sa définition même, très variable. Elle dépend de la forme de la côte et fait défaut si celle-ci n'offre aucune surface horizontale pour que les animaux puissent se fixer. La nature des dépôts qui s'effectuent le long de la côte peut exercer sur la faune littorale une grande influence. Enfin, cette faune est soumise directement à l'action de l'air, des rayons du soleil, et subit toutes les variations de la température. Les espèces caractéristiques de cette zone varient

(1) F. Bernard, *Éléments de paléontologie*, Paris, 1893.

avec la constitution lithologique des plages. Quand la côte est rocheuse, les mollusques marins des genres *Haliotis*, *Patella*, *Fissurella*, *Littorina*, abondent ; si la côte est sablonneuse, ces genres sont remplacés par les *Solen* et les *Cardium*, qui cèdent eux-mêmes la place aux *Pallustra* et aux *Lutraria* lorsque la vase remplace le sable (1).

La *zone des Laminaires* est nommée ainsi à cause de l'abondance des algues brunes (*Laminaria*) qui s'y rencontrent en abondance et abritent une population de Gastéropodes, parmi lesquels il faut citer les genres *Trochus*, *Aplysia*, *Buccinum*, *Nassa* et *Natica*, auxquels s'ajoutent des Céphalopodes tels que les seiches (*Sepia*). Lorsque la côte est vaseuse ou sablonneuse, les *Zostères* (*Zostera*) remplacent les Laminaires. Dans les contrées tempérées, les bancs d'Huîtres et les Algues rouges (Floridées) ; dans les pays tropicaux, les bancs d'Huîtres perlières appartiennent à la zone des Laminaires. Dans les mers chaudes, les Polypiers constructeurs de récifs (Coraux) remplacent souvent les Algues.

La *zone des Corallines* tire son nom d'une autre famille d'algues appartenant à l'ordre des *Floridées*. Cette zone nourrit de nombreux Mollusques Gastéropodes : *Buccinum*, *Fusus*, *Pleurotoma*, des *Lamellibranches* (bivalves), tels que : *Lima*, *Arca*, *Venus*, *Corbula*, *Pecten*. Dans la mer du Nord, la zone des Corallines renferme des algues particulières, les *Nullipores*, qui couvrent les rochers et les coquilles. C'est encore à cette zone qu'appartiennent les régions de pêche fréquentées par les Turbots, les Soles, les Plies et les Morues.

La *zone des Brachiopodes* renferme, avec des Nullipores et des Coraux, un certain nombre de Brachiopodes (*Terebratula*, *Megerlia*, *Argiope*, *Crania*, *Rhynchonella*) qui vivent fixés sur les Polypiers et sur les colonies de Bryozoaires. A ce niveau, on rencontre aussi quelques rares Mollusques : *Dentalium*, *Thétis*, *Scissurella*, *Nassa*. Il est à remarquer que la zone des Brachiopodes est celle où se montrent, le plus

(1) Pour les détails, consulter P. Fischer, *Éléments de conchyliologie*.

abondamment, les genres remarquables par leur ancienneté.

Polypiers constructeurs. — Parmi les animaux marins qui vivent au voisinage de la surface, il en est peu qui offrent, pour le géologue, autant d'intérêt que les Polypiers constructeurs de récifs.

Ces animaux exigent, pour se développer, des conditions mésologiques très strictement définies, et, à ce titre, les formes fossiles donnent des renseignements très précis sur le milieu dans lequel elles ont vécu.

On ne les rencontre pas dans les mers dont la température superficielle s'abaisse, durant la saison la plus froide, au-dessous de + 20 degrés. Ainsi, on les observe aux Bermudes par 34° de latitude boréale, point où la température de la mer est surélevée par le Gulf-Stream, mais on ne les observe pas aux îles Galapagos, sous l'équateur même, car la mer, dans cette région, est refroidie par le grand courant antarctique.

En second lieu, les Polypiers constructeurs ne s'établissent jamais au delà de 40 mètres de profondeur, et atteignent même rarement cette limite. On ne doit pas attribuer cette circonstance à la température, car, autour de Tahiti et d'autres îles du Pacifique, ils n'apparaissent pas à plus de 40 mètres, et cependant, en ces points, la surface isotherme de + 20 degrés est comprise entre 100 et 200 mètres de profondeur. Sans chercher ici les causes de cette particularité, nous pouvons regarder comme un fait acquis la limitation des Polypiers constructeurs à une zone qui ne dépasse pas les premiers horizons de la zone des Corallines. La similitude des espèces rend vraisemblable l'hypothèse que, dans le passé, il en a été de même. Nous pourrons donc, plus tard, conclure au caractère superficiel des dépôts opérés par les Coraux.

Diatomacées. — Les Diatomacées sont des algues simples à enveloppe siliceuse qui abondent à la surface de la mer, chaque fois que l'introduction d'eau douce abaisse la densité de celle-ci. L'océan Arctique, autour du Spitzberg, en est couvert. Dans cette région, Nordenskjold a observé que ces

Algues produisent, sur la mer, des contrastes de coloration très tranchés, l'eau restant bleue là où elles manquent.

Faune et flore pélagiques. — La surface des mers, au large des côtes, est peuplée d'organismes très nombreux, tant animaux que végétaux.

Ce sont d'abord des êtres microscopiques appartenant aux Protozoaires : les uns sont revêtus d'une coquille calcaire (*Foraminifères*), les autres d'une coquille siliceuse (*Radiolaires*). Ces organismes abondent dans toutes les eaux superficielles de la haute mer, surtout dans la région tropicale. A côté de ces êtres microscopiques, vivent des Cœlentérés (*Méduses*, *Cténophores*), des Crustacés, des Mollusques Ptéropodes et Hétéropodes, et des Tuniciers (*Salpa*). Tous ces animaux sont doués de la propriété photogénique (1). A ces Invertébrés s'associent des Diatomacées, différentes par leur taille de celles que l'on rencontre dans les mers arctiques. C'est aussi dans les Algues que l'on doit ranger certains organismes très inférieurs, les Coccosphères et les Rabdosphères, qui sont partout répandues à la surface de la haute mer.

Nous devons mentionner ici une immense prairie de varechs qui s'étend, dans l'Atlantique, entre le 16e et le 38e degré de latitude Nord et en longitude du 50e au 80e degré occidental. C'est cette mer des Sargasses que Christophe Colomb a observée le premier. Ces varechs (*Sargassum vulgare*) sont soutenus à la surface par des vésicules pleines d'air, et leur thalle (2) affecte, en certaines parties, la forme d'une tige terminée par une cicatrice.

La mer des Sargasses offre une superficie de 4 millions de kilomètres carrés, et les végétaux y sont rassemblés en amas ayant 4 à 5 mètres carrés de superficie. Au-dessous, la sonde accuse des profondeurs de 6000 mètres

(1) Sur la photogénèse animale, consulter R. Dubois, *Physiologie générale et comparée*, vol. I, Paris, 1898.

(2) Les botanistes donnent le nom de *thalle* à l'appareil végétatif non différencié en tige, racine et feuilles des végétaux inférieurs, comme les Champignons et les Algues.

Aujourd'hui, on a reconnu que cette accumulation de plantes marines est due à l'entraînement, par les courants de l'Atlantique, de Sargasses vivant sur les côtes des îles de l'archipel des Antilles. Krümmel a constaté que le *Sargassum vulgare* croît en abondance aux Bermudes. Les tempêtes violentes de la saison chaude arrachent ces végétaux au littoral et les poussent au large. On évalue à six mois la durée du trajet qu'elles accomplissent avant de venir s'ajouter aux masses flottantes de la mer des Sargasses. Là, elles dépérissent lentement, car si l'on ne constate que très rarement la présence d'organes reproducteurs dans les végétaux pêchés sur place, on en trouve un grand nombre dont la végétation semble très vigoureuse. En somme, ces végétaux ne sont pas pélagiques, leur présence à la surface de la haute mer est accidentelle.

Ajoutons que, dans l'Atlantique méridional et dans le Pacifique, des accumulations analogues ont été rencontrées, mais elles ne sont pas comparables comme masse à celles de l'Atlantique septentrional. Dans celui-ci, en effet, il y a deux circonstances qui favorisent un tel état de choses, d'abord la présence des Sargasses sur les côtes des Antilles, ensuite l'action du Gulf-Stream capable d'entraîner, à de grandes distances des rivages, les Algues arrachées.

Répartition superficielle des organismes vivants. — La distribution des organismes marins n'est pas la même sous toutes les latitudes, et l'on a pu établir l'existence de provinces malacologiques marines définies comme les provinces terrestres ; seulement, au lieu de vingt-sept, on n'en compte que dix-huit. Des différences profondes se font sentir entre elles. Ainsi, les faunes marines du littoral américain, africain, australien, sont toutes trois nettement distinctes, et il est impossible d'attribuer ces divergences à la seule action climatérique. Il faut, pour s'en rendre exactement compte, remonter le cours du temps, comparer les organismes marins actuels aux restes qui abondent dans certaines couches géologiques, et alors, les provinces actuelles se montrent

comme les restes de faunes anciennes auxquelles les transformations géographiques ont imposé des modifications profondes. Par exemple, il est évident que la faune de la mer Caspienne offre des analogies avec celle de la mer d'Aral, avec celle de la mer Noire et avec celle de l'océan Arctique. Il s'est produit là un fait comparable à celui que nous avons signalé pour certains lacs. A une époque qui n'est peut-être pas très éloignée de la nôtre, si on la compare à la durée probable des temps géologiques, la Caspienne, l'océan Arctique, la mer Noire et la mer d'Aral, formaient un même bassin maritime que des soulèvements de fonds ont séparé peu à peu pour amener le régime actuel.

II. Profondeur des mers. — L'hypothèse de l'impossibilité de la vie dans les mers au delà de 500 mètres de profondeur a été émise pour la première fois par Forbes, à la suite de recherches faites dans la Méditerranée. Cependant, dès 1818, des faits vinrent ébranler cette manière de voir. Un Echinoderme, *Asterias caput-medusæ*, fut ramené d'une profondeur de 1850 mètres, avec des Annélides Sédentaires. En 1860, le câble immergé entre l'Afrique et la Sardaigne fut émergé, et l'on trouva, fixés à des fragments plongés à 2000 mètres, des Polypiers, des Ascidies, des Mollusques. C'est de 1868 que date la première exploration méthodiquement conduite et dont les résultats détruisirent complètement l'opinion de Forbes. Depuis, l'étude des grands fonds sous-marins a été poursuivie et a révélé nombre de faits importants dont la Géologie doit tenir compte.

Le premier, mis en évidence dès le début des recherches, est que, dans la profondeur de l'Océan, la vie organique est d'une abondance et d'une variété remarquables. Ainsi, à 4400 mètres, dans le golfe de Gascogne, l'expédition du *Talisman* (1883) a recueilli des spécimens vivants des principales divisions des Invertébrés. Des Poissons ont été capturés jusqu'à 5300 mètres de profondeur, et certains genres semblent vivre enfouis dans la vase des abîmes

L'augmentation de pression n'est pas, en effet, un obstacle à la vie, car les animaux marins étant construits de manière à ce que le milieu ambiant puisse les pénétrer, il n'y a pas, entre l'intérieur et l'extérieur de leur organisme, ce défaut d'équilibre dont souffrent les animaux terrestres plongés dans l'eau. En outre, les tissus sont très élastiques et résistent à l'écrasement. Seules les carapaces calcaires subissent des déformations au delà de 4 500 mètres. Il faut ajouter que les Poissons des grandes profondeurs n'appartiennent pas aux mêmes groupes qui vivent entre la surface et 2 000 mètres. Les premiers meurent lorsqu'ils arrivent dans les zones de pressions moins fortes, tandis que les seconds ne supportent pas une pression de 300 atmosphères.

La Physiologie a, depuis longtemps, posé en principe que la lumière est un facteur indispensable à la vie des organismes. Or, il est impossible que les radiations solaires pénètrent à des profondeurs de 4000 et 5000 mètres; comment donc expliquer que les animaux ramenés des régions abyssales fussent souvent pourvus d'yeux et parés de couleurs très vives? Cette question est partiellement résolue depuis que l'on connaît la fonction photogénique des habitants des grands fonds (1). Dès 1870, M. Wyville-Thomson, dans les dragages du *Porcupine*, avait constaté que certaines Ophiurides produisaient une belle lumière verte. Le fait a été maintes fois confirmé depuis, et notamment en 1880 à bord du *Travailleur*. On ramena des Gorgonidés du genre *Isis* doué d'un pouvoir photogénique intense. En agitant ces animaux, on produisait une pluie de feu permettant de distinguer, par une nuit sombre, des caractères très fins (Alph. Milne-Edwards). En 1883, les savants qui, à bord du *Talisman*, explorèrent les abîmes du golfe de Gascogne, purent constater la luminosité de bon nombre de Crustacés. Des Poissons ramenés par les dragues à bord du *Blake* (1887-1888) présentaient la même propriété.

(1) Voir R. Dubois, ouvrage cité.

D'après M. Edmond Perrier (1), l'exploration du *Talisman* révèle une très grande richesse dans la faune d'eau profonde. La faune littorale parvient, dans l'Atlantique, jusqu'à 400 mètres. La faune qui, de là, descend jusque vers 1 500 mètres, est toute différente, composée surtout d'Oursins mous, de grands Crustacés Schizopodes et d'Éponges délicates, dont les spicules ont l'aspect du verre filé. Vers 2 000 mètres, les Crinoïdes fixés apparaissent, tandis que les Éponges vitreuses diminuent. C'est à 2 000 mètres que commence la véritable faune abyssale avec les Radiolaires et les Holothuries à symétrie bilatérale.

Dans cette zone, qui commence, comme nous l'avons dit, vers 500 mètres, les Mollusques ne dépassent guère 2000 mètres, leurs coquilles sont minces, blanches et presque translucides ; on trouve des Gastéropodes, des Lamellibranches, des Scaphopodes, auxquels s'ajoutent des Vers Lophostomés du groupe des Brachiopodes, dont quelques espèces descendent jusqu'à 5 000 mètres.

La zone abyssale, sous une latitude donnée, diffère essentiellement de la zone superficielle, au point de vue des êtres qui l'habitent. Les dragages du *Talisman* ont mis ce fait hors de doute, principalement sous les latitudes intertropicales. Il n'y a aucune zone intermédiaire entre la faune pélagique superficielle, limitée à 2 ou 300 mètres, et la faune abyssale proprement dite. Il est, cependant, des profondeurs considérables, d'où les dragues ne ramènent qu'un petit nombre de vers de la classe des Annélides, et quelques Foraminifères à coquille siliceuse formée par l'agglomération de particules minérales provenant du fond sur lequel ils vivent.

A très peu d'exceptions près, les Polypiers ne dépassent pas 3 000 mètres. Entre 3 000 et 4 000 mètres, les Mollusques Ptéropodes, Hétéropodes et Gastéropodes abondent, mais ils ne dépassent pas 4 000 mètres (2).

(1) E. Perrier, *Traité de zoologie*, Paris, 1882.

(2) Expédition du *Challenger* poursuivie de 1873 à 1876 sous la direction de M. Wyville-Thomson.

Les plus grandes profondeurs explorées jusqu'à ce jour atteignent 5 500 mètres. Elles ont été parcourues, dans le Pacifique, par les dragues du *Challenger*, qui n'ont ramené à bord que des débris de grands Vertébrés ne s'aventurant jamais dans ces gouffres. Ces débris se composaient surtout de dents de Requins et de caisses tympaniques de Cétacés. Quelques-uns étaient incrustés d'oxyde de fer et de manganèse, parfois sur une épaisseur de quelques centimètres. Les dents des Requins appartenaient à des espèces semblables à celles qui se multipliaient dans les mers de l'ère tertiaire. Les mêmes résultats ont été obtenus dans des dragages opérés dans l'océan Indien. Un certain nombre d'ossements portent des incisions rectilignes, comme si elles avaient été faites par un instrument tranchant, et qui sont, sans doute, la trace des dents d'un Poisson.

Le caractère essentiel de la faune abyssale est sa grande uniformité. Ainsi, des Crinoïdes, pêchés sur les côtes de Norvège, se retrouvent également au large de Montevideo, dans l'Atlantique près des côtes d'Angleterre et au voisinage des Açores. Les espèces déterminées par les zoologistes du *Talisman* et découvertes dans le golfe de Gascogne vivent sous la latitude du Groënland. Enfin, les Mollusques trouvés en face des côtes du Sénégal prospèrent dans les mers arctiques.

La cause de cette uniformité réside, selon toute apparence, dans l'égalité de température des grands fonds marins, la composition de l'eau de mer est identique partout, et, dans les abîmes, l'influence du littoral ne peut se faire sentir. De sorte que la distinction des provinces zoologiques dont nous avons parlé n'a aucune valeur dès qu'il ne s'agit plus de la surface des mers.

L'identité de la température en tous les points des grands fonds sous-marins entraîne une seconde conséquence. Comme cette température est basse et voisine de zéro, les faunes profondes en tirent un caractère polaire nettement accusé. Les Échinodermes qui vivent à la surface des mers arctiques se retrouvent en Ecosse par 1 000 mètres de profondeur, et

sont répandus au large des côtes portugaises entre 1600 et 4000 mètres. Les Gorgonides du golfe de Biscaye sont des types des mers polaires.

La signification physique de ce fait important est évidemment que la température détermine la distribution des êtres vivants, au moins dans les mers ouvertes.

La comparaison de la faune abyssale avec la faune superficielle conduit à cette observation que les animaux des grands fonds ont un profond caractère d'ancienneté, quelques-uns rappellent les fossiles de l'ère secondaire. Le caractère archaïque des faunes d'eau profonde est donc un dernier résultat fourni par l'exploration des profondeurs océaniques (Alph. Milne Edwards). Il est clair que les organismes de la surface subissent plus profondément que les autres l'action des causes extérieures, tandis que la profondeur, offrant un milieu d'une constance plus marquée, devait être le refuge des êtres dont l'organisation peu perfectionnée ne pouvait résister aux rapides variations des conditions mésologiques. Cette remarque peut servir à expliquer l'archaïsme de la faune abyssale et le degré de perfection organique des êtres habitant la surface.

Mers intérieures. — Les dragages du *Talisman* ont montré que la faune d'eau profonde pouvait résister à des changements de température assez étendus. En effet, la drague a ramené du fond de la Méditerranée occidentale, par 400 mètres seulement, des animaux habitant les grands fonds de l'Atlantique ; ici, ils subissaient une température voisine de zéro degré, là une température de + 13 degrés. Une pareille différence de température n'est donc pas nuisible aux animaux sous-marins, à cette condition, toutefois, que l'uniformité de température du milieu ne varie pas durant toute l'année. En général, cependant, la faune sous-marine du bassin méditerranéen occidental est pauvre, les types en sont plus petits et comme dégradés ; il semblerait qu'on se trouve en présence de la population, en voie de dégénérescence, d'une province zoologique. En admettant que l'Atlantique soit le lieu d'ori-

gine de cette faune méditerranéenne, il est naturel de penser que, séparée par les bas fonds du détroit de Gibraltar de son milieu naturel, cette faune a perdu son ampleur primitive.

Le bassin oriental est encore moins riche, et, au-dessous de 366 mètres, se montre d'une exceptionnelle pauvreté, si on le compare à la faune des mers ouvertes.

La cause de cette différence peut tenir, d'abord, au grand nombre de particules solides que le Nil jette dans la Méditerranée orientale et dont le dépôt s'opère très lentement ou à l'abondance du gaz carbonique dissous. Les observations de Carpenter montrent que, sur 100 parties de gaz dissous, l'eau superficielle de l'Atlantique contient 25 d'oxygène et 21 d'anhydride carbonique ; les eaux profondes renferment 19,5 du premier gaz et 28 du second. Quant à l'azote, il varie de 54, dans les eaux de surface, à 52,5 dans la profondeur. Or, la vie animale subsiste intégralement pour une proportion d'anhydride carbonique égale à la moitié du gaz dissous, pourvu que la quantité d'oxygène reste la même. Dans la Méditerranée orientale, on constate, pour une profondeur de 3 600 mètres, 5 pour 100 d'oxygène, 60 pour 100 d'anhydride carbonique et 35 pour 100 d'azote. Cela suffit à expliquer la pauvreté de la faune (1).

Quant à cette proportion d'anhydride carbonique, peut-être est-elle due aux émissions volcaniques si nombreuses dans l'archipel grec ; peut-être à un fait signalé par Jacobsen et Buchanan, à savoir que la propriété de l'eau de mer de dissoudre le gaz carbonique est due à la présence du sulfate de magnésium. Or, les eaux de la Méditerranée renferment 7,02 pour 1000 de ce sulfate, tandis que les eaux de l'Océan n'en contiennent que 1,20.

Quelle que soit la cause de la médiocrité de la faune méditerranéenne, il faut encore constater qu'une barrière sous-marine, s'élevant au voisinage de la surface, peut amener, entre les populations de deux mers non séparées, des diver-

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie.*

gences très sensibles. C'est ainsi qu'entre l'Écosse et les îles Far-Oër s'élève un haut fond qui arrive à 400 mètres de la surface et divise cette région de l'Atlantique en deux bassins. La profondeur du bassin occidental est de 1 500 mètres, celle du bassin oriental de 1200 mètres. Or, si la température de ces deux bassins est la même jusqu'à 400 mètres, le premier, en libre communication avec le Gulf-Stream, possède, au fond, une température de + 8 degrés, tandis que, dans le second, où pénètrent les eaux arctiques, la température est très voisine de zéro. Aussi, les faunes profondes sont-elles très distinctes.

Ces faits nous ramènent à l'influence de la température sur la distribution de la vie dans les mers. Un second exemple va nous montrer qu'il n'est pas besoin d'une barrière réelle pour amener la diversité des faunes dans des bassins de température différente.

Le Gulf-Stream est bordé, dans l'Atlantique occidental, par un contre-courant polaire froid. La séparation entre les deux courants est si nette, que les navigateurs anglais lui ont donné le nom de *cold wall*, muraille froide. Or, d'un côté de cette muraille, les Foraminifères, de la famille des Globigérines, pullulent à la surface, tandis que, de l'autre côté, on n'en observe pas. C'est donc parce que les conditions thermiques de la zone superficielle varient dans des limites très étendues que les faunes pélagiques et littorales de la surface sont si diverses. On a même pensé qu'en examinant les coquilles qui tombent sur le fond de l'océan après la mort des animaux et s'y accumulent, on pourrait déterminer avec quelque exactitude la latitude à laquelle le dépôt s'est effectué.

Nous avons insisté longuement sur la question des faunes marines, parce que, dans les couches géologiques, les dépôts marins sont les plus communs, et qu'en comparant les restes organiques qu'ils recèlent avec les représentants des faunes vivantes, on peut baser quelques hypothèses vraisemblables sur les conditions extérieures dominantes à l'époque lointaine où les sédiments marins se déposaient.

DEUXIÈME PARTIE

ALTÉRATIONS DE LA SURFACE.

La surface du globe est continuellement soumise à une destruction lente ou *érosion*, dont les agents sont les fluides qui l'environnent.

La mer attaque et détruit le littoral ; les cours d'eau, fleuves, rivières, ruisseaux et torrents dégradent leurs rives ; les vents, dont nous avons signalé la puissance, déplacent les terres légères, et le frottement des particules entraînées use les roches dures. Les matériaux de l'écorce terrestre sont ainsi transportés sans cesse, et, sollicités par la pesanteur, gagnent des régions plus basses. La surface du globe, se modifiant ainsi, se donne une forme qui la rend de moins en moins destructible ; elle s'achemine doucement vers un état d'équilibre stable, mais avant de l'atteindre, elle peut être soumise à des bouleversements que l'homme ne sait prévoir, ni entraver, qui se sont produits dans le passé, et dont quelques phénomènes récents font apprécier la grandeur.

L'étude de ces phénomènes fera l'objet de la troisième partie. Nous nous proposons maintenant, après avoir acquis les connaissances nécessaires sur la surface du globe, d'examiner comment le jeu des agents mécaniques et physiques peut altérer cette surface.

Comme nous le disions en débutant, les agents de l'érosion sont l'atmosphère et les eaux.

L'action de l'atmosphère est purement mécanique. L'action des eaux est plus complexe ; elle comprend une action mécanique et une action chimique. Les eaux courantes, tant superficielles que souterraines, travaillent activement à mo-

difier la surface des continents, pendant que les eaux de la mer détruisent les côtes. En second lieu, l'eau peut agir à l'état solide, ce qui nous conduira à l'étude des glaciers. Enfin, les eaux douces et les eaux de mer exercent des actions chimiques.

De là, une division en quatre chapitres : 1° action de l'atmosphère ; 2° action des eaux courantes ; 3° action de la mer ; 4° action de la glace.

Il est une troisième catégorie d'agents qui exercent une action visible sur la surface de la planète, ce sont les organismes végétaux et animaux. Cette *action des organismes* exigera un chapitre à part, dans lequel nous aurons à étudier, d'un côté, les modifications apportées par les organismes terrestres; de l'autre, les modifications dues aux organismes marins.

En résumé, il est indispensable de diviser en six chapitres cette deuxième partie de notre étude de la terre.

CHAPITRE PREMIER.

LES ACTIONS ATMOSPHÉRIQUES.

Comme nous l'écrivions au début de cette première partie, les actions des agents externes sur la surface de la terre ont pour effet de détruire certaines parties de la surface, mais les particules arrachées vont, sous l'action de la pesanteur, former, en d'autres régions, des dépôts qui augmentent l'écorce solide soit en épaisseur, soit en superficie. Il y a donc lieu de distinguer les actions destructives ou érosions et les actions réparatrices. Ces deux manières d'exercer son influence ont toujours comme résultat final de modifier, dans une mesure plus ou moins large, la surface terrestre. A ce titre, nous devons diviser en deux paragraphes l'examen des altérations produites par l'atmosphère.

§ 1. Actions destructives.

L'action destructive de l'atmosphère est assez complexe dans son ensemble. La désagrégation des roches a lieu d'abord par dessiccation et retrait sous l'influence de la chaleur ou par fendillement à la suite d'un abaissement de température.

Dans ce second cas, l'eau qui remplit les fentes et les fissures les plus fines se solidifie la nuit, se dilate, fait éclater les rochers en fragments plus ou moins volumineux, et par là contribue efficacement au travail destructif.

Sur les sommets des montagnes, où la température de l'hiver est souvent très basse, l'action de l'eau et des neiges se fait ainsi sentir, et les flancs des cimes sont jonchés de débris. Seulement ici, l'action de l'atmosphère ne s'exerce

pas seule, et la part de l'eau dans la destruction des roches est très importante.

Dans les plaines, les variations de la température sont susceptibles d'écarts très grands. Ces brusques changements amènent, par suite des contractions et des dilatations qu'ils produisent, la destruction rapide des roches.

C'est ensuite sur les particules désagrégées que l'action atmosphérique se fait directement sentir. Son effet sera d'autant plus intense que les particules seront plus aisément transportables. Ce qui revient à dire qu'elles doivent être très fines et sèches, car l'eau, en les agglutinant, mettrait un obstacle sérieux au transport par les vents. Ainsi, le travail mécanique accompli par l'atmosphère seule ne se produit qu'en cas d'absolue sécheresse. Cette sécheresse de l'air amène l'absence de cours d'eau, car ceux-ci ne sont, en définitive, alimentés que par les eaux de pluie, et elle donne lieu, par son action directe sur le sol, aux déserts.

Ceux-ci ne sont pas toujours des fonds de mers ou de lacs desséchés, comme quelques déserts asiatiques et certaines régions du Sahara. Une atmosphère sèche succédant à une atmosphère riche en vapeur d'eau, par suite d'une transformation de climat, peut métamorphoser en désert une région précédemment occupée par une abondante végétation. Ce n'est qu'à l'aide de l'eau que les plantes puisent dans le sol les matières nécessaires à leur existence, lesquelles ne peuvent être absorbées qu'à l'état de solution. La sécheresse de l'air aura pour conséquence la suppression de la végétation, de sorte que rien ne protégera le sol contre les changements de température ; il acquiert, de la sorte, une mobilité qui le soumet entièrement à l'action atmosphérique. C'est ainsi que certains territoires de l'Amérique du Nord et de l'Asie occidentale se sont transformés en contrées arides et désertes.

Ainsi donc, les vents qui sont, comme nous l'avons vu, animés parfois d'une vitesse considérable pourront transporter à de grandes distances les sables des régions désertes.

Ceux du Sahara, par exemple, sont très souvent poussés jusqu'au milieu de l'Atlantique, et connus des navigateurs sous le nom de *poussière des alizés*. De même les ouragans, dont la vitesse peut devenir énorme, donnent lieu à des phénomènes de transport exceptionnels.

Mais en dehors des actions de transport, l'atmosphère exerce sur les roches dures une action érosive très marquée. Le sable, jeté avec force contre un obstacle, y creuse des rainures profondes, et c'est de cette façon qu'agissent les particules sableuses entraînées. Les particules que le vent enlève au sol sont le plus souvent du quartz, lequel use et polit les roches en accomplissant le phénomène que M. de Richthofen désigne sous le nom de *corrasion*. C'est ainsi que certaines roches calcaires prennent l'aspect et le poli du marbre. Les cailloux épars sur le sol s'arrondissent sous cette action, et si une muraille rocheuse force le vent à changer sa direction, la paroi en est striée par les grains siliceux. Les pierres dures et homogènes s'arrondissent et se polissent comme si elles avaient été roulées par un cours d'eau. Sur les roches cristallines, les parties les plus dures résistent mieux, forment des saillies, et les calcaires tendres sont creusés de sillons formant un dessin irrégulier qui, comme l'a fait remarquer M. Rolland, peut, dans quelques cas, faire reconnaître la direction du vent.

Dans les plaines de sable de l'Allemagne du Nord, on trouve des cailloux de grès polis sur leurs faces extérieures et affectant une forme prismatique très accusée. Ces cailloux offrent parfois des sillons marquant les parties les moins dures. Ces pierres rappellent, par leur poli et leur vernis, les roches des glaciers. Cependant, les géologues allemands reconnaissent, dans leur forme, l'action érosive de grains de sable dirigée dans un sens constant.

Dans les gorges où l'action du vent se concentre, l'intensité de l'effet érosif des sables est encore plus grande et peut donner lieu au phénomène des *roches perchées*. L'exemple classique des roches perchées est celui de Rocker-Creek,

dans l'Arizona. Un bloc de conglomérat est tombé du haut d'une falaise sur des schistes assez tendres, et la violence du vent, accrue par l'obstacle, a rapidement dégradé la base du rocher, qui s'est aminci par le bas. Mais elle a agi aussi sur le schiste, l'a usé sur son pourtour, de sorte que le conglomérat est aujourd'hui juché sur un piédestal schisteux destiné à s'écrouler lui-même; plus tard, le même phénomène s'accomplira de nouveau en un point plus voisin du fond de la gorge.

Lorsque le vent dégrade un terrain composé d'éléments meubles, il en fait tomber les débris sur les pentes, où ils constituent des dépôts particuliers résultant de la combinaison des actions de l'atmosphère et de la pesanteur. Ces dépôts sont d'ailleurs, plus fréquemment, le résultat de l'érosion par les pluies.

Avant de quitter le sujet des déserts, remarquons que leur action desséchante n'est jamais destinée à s'étendre bien loin, et que lorsqu'un désert a acquis une certaine étendue, il apporte en quelque sorte lui-même un obstacle à son extension. En effet, il s'établit toujours, aux points les plus échauffés de la terre, un centre de dépression barométrique qui détermine un appel d'air destiné à remplacer celui qui s'élève dans les hautes couches de l'atmosphère. Or, cet air affluant de tous côtés, un régime de vents humides s'établira, rendant peu à peu à la contrée sa fertilité première. Un pareil effet a été observé au nord du lac Tchad, où toute une région stérile a été ainsi reconquise par la végétation. On comprend combien cette observation est précieuse, car l'homme peut, dans une assez large mesure, accélérer le travail que la nature n'accomplirait que lentement.

Un phénomène qu'il faut rattacher à l'action de l'atmosphère et qui s'exerce le plus fréquemment dans les contrées sablonneuses est la production des *fulgurites*, ou vitrifications produites par l'action de la foudre sur certaines roches. Celles-ci se recouvrent, en général, d'un enduit qui prend souvent l'aspect de gouttelettes. Dans les régions sablon-

neuses, les fulgurites abondent et forment des tubes longs et contournés, dont la paroi est formée par du sable vitrifié. On peut, d'ailleurs, produire artificiellement ce phénomène en faisant agir une forte batterie électrique sur du sable.

Dans quelques cas aussi, la foudre peut faire éclater de gros blocs ; mais il ne faut pas accorder à ce phénomène une bien grande importance. Sur le petit Ararat, par exemple, où les fulgurites ont transformé un calcaire compact en une roche caverneuse, l'éclatement des roches est un phénomène très rare, dont l'action atmosphérique fait rapidement disparaître les traces.

§ 2. Actions réparatrices.

Dépôts éoliens. — Sur les flancs de plusieurs montagnes mexicaines, on a signalé des dépôts d'une marne jaune, homogène, légère, qui ne présente aucune trace de stratification, si ce n'est quand l'accumulation en a été interrompue par les pluies de cendres issues des volcans environnants. On considère ces amas comme formés par des tourbillons de poussière. Cependant, les géologues américains accordent une certaine part à l'action des eaux pluviales, dans cette formation.

L'origine du *loess*, terre végétale qui forme des accumulations de 600 mètres de puissance, sans stratification, serait, d'après M. de Richthofen, la même que celle des marnes mexicaines. Cette origine première en serait atmosphérique. Toutefois, un bon nombre d'observateurs contestent cette manière de voir et attribuent au loess une origine exclusivement aquatique. Nous aurons plus tard à exposer cette théorie, à l'appui de laquelle on cite la région du Colorado, l'une des moins humides du globe, et qui est entièrement dépourvue de loess (1).

Par contre, en Islande, l'abondance des cendres rejetées

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie.*

par les volcans fait du pays un de ceux où les dépôts éoliens sont le plus abondants. Le transport des sables volcaniques par le vent les amène parfois à couvrir des surfaces de plusieurs milliers de kilomètres carrés.

DUNES. — Les accumulations de matériaux par l'atmosphère, qui modifient le plus l'épaisseur et le relief terrestre, sont les *dunes*.

Il y a deux effets à considérer dans la formation des dunes. D'abord, chacun sait qu'elles se forment plus particulièrement au bord de la mer, et que, par conséquent, elles modifient les rivages; à ce titre, leur étude rentre dans celle des modifications que la mer fait subir au littoral. Mais d'autre part, elles se présentent comme une modalité très générale de la géodynamique externe produisant, dans les déserts, des effets comparables à ceux des dunes côtières. En nous plaçant à ce second point de vue, nous pouvons en aborder l'étude ici.

Formation. — Le sable provenant de la désagrégation des roches, poussé par le vent sur une plaine, chemine jusqu'à ce qu'il rencontre une dépression dans le creux de laquelle il s'accumule, ou une ligne de relief dont le pied forme un obstacle à sa progression. Mais, une plaine présente toujours de petites inégalités produites par des pierres, des touffes d'herbes, etc., qui, entravant la marche des sables, amènent la formation de petits monticules, tous susceptibles de devenir, avec le temps, une dune.

On étudie la formation d'une dune au moyen d'un obstacle artificiel, comme une barrière établie dans une plaine sablonneuse, ou sur une plage de sable. Plaçons-nous dans ce dernier cas le plus facile à réaliser (fig. 1).

Le vent du large dirige les matériaux légers en sens contraire de la pente douce de la grève. Ces matériaux, rencontrant la barrière, forment un talus à pente tournée vers la direction du vent. Ce talus n'arrive pas jusqu'au sommet des piquets, car ceux-ci forment un obstacle au vent qui, se

réfléchissant en arrière, donne naissance à un petit tourbillon produisant dans le sable un entonnoir dont le diamètre dépend de la hauteur de l'obstacle. Ce remous marque la limite à laquelle parviennent les grains de sable, c'est-à-dire la crête du talus, en arrière de laquelle la pente du monticule est celle d'un éboulement de sable. A mesure que la hauteur de la dune augmente, le vent qui rase la pente du talus passe au-dessus de la barrière et c'est de l'autre côté

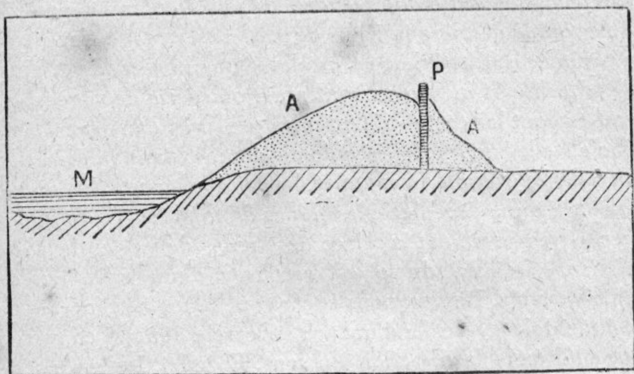


Fig. 1. — Schéma de la formation des dunes.

M. Niveau de la mer. — A A. Pentes du monticule sablonneux formé par l'action du vent heurtant le piquet P.

de celle-ci que se déposent les matériaux transportés. Le vent, ne rencontrant plus d'obstacle, ne tourbillonne plus, l'entonnoir se comble, et finalement, les pieux de la barrière sont ensevelis sous une couche de sable, qui affecte la forme générale d'une vague dissymétrique dont la pente vers le vent est assez douce et très rapide du côté opposé, où cependant l'action des eaux pluviales l'adoucit toujours un peu.

C'est ainsi que le sol se couvre d'une série d'ondulations à peu près parallèles, et rappelant les vagues dirigées vers une plage. Toutefois, elles ne restent pas fixes, et lorsque la crête de chacune d'elles a atteint l'élévation maxima à laquelle la

violence du vent peut amener, en suivant le talus, les particules de sable, l'accumulation ne se fait plus qu'en arrière et surtout grâce à l'écroulement de la crête. Entre deux ondulations consécutives, l'intervalle tend donc à se combler. Il en résulte que, le talus de la première ondulation devenant moins raide, le sable le remonte plus facilement et relève ainsi sa crête. Les grains de sable vont donc s'éloignant du rivage et la dune se déplace. Il est évident que la deuxième ondulation qui se formera plus loin aux dépens du sable tombé derrière la ligne de piquets sera plus élevée que la première, la troisième plus élevée que la seconde et ainsi de suite. Les dunes formeront ainsi une série de vagues sableuses dont les crêtes affleurent à peu près dans un même plan et telles qu'à mesure qu'on s'éloigne, dans la direction du vent, l'élévation du sommet devient plus haute. En outre, quand la dune se déplace, les lignes de fond des ondulations successives prennent la place des lignes de crête, de sorte qu'un même point du sol est recouvert d'une épaisseur de sable variable. Remarquons encore que la forme générale de la dune doit être celle d'un arc de cercle dont la convexité s'oriente dans la direction du vent. En effet, les grains de sable ont une hauteur plus grande à franchir au centre de la dune que sur les bords, ils cheminent donc moins vite en ce point, donc elle doit envoyer dans la direction du vent deux pointes marchant plus vite que le centre, et cette forme en croissant est surtout accentuée dans les dunes continentales.

L'arrangement des matériaux dans le sable des dunes est très variable. En effet, ceux qui s'accumulent du côté du vent forment un talus à pente médiocre, tandis que de l'autre côté, la pente inverse peut être très accentuée. Les particules amoncelées par l'effet des tourbillons s'étalent en couches confuses. Enfin, les variations dans la direction du vent influent sur l'alignement des diverses zones sablonneuses. De là, la confusion que présente toujours à l'observateur une région de dunes.

Au bord de la mer cependant, on peut observer une certaine régularité dans l'arrangement des matériaux. Le principal effort des vents s'exerce contre le rivage, et c'est sur la grève que les matériaux lourds se déposent ; c'est pourquoi, du côté de la mer, la dune sera composée de sables grossiers, auxquels s'ajoutent des débris de coquilles ; plus loin, se dépose le sable fin. Toutefois, les lignes de rivage n'ont pas une fixité absolue et, en certains points, le domaine de la mer a reculé, tandis que dans d'autres il avançait. Ceci explique pourquoi dans les dunes de date ancienne et d'étendue notable, le profil présente des répétitions dans la distribution des matériaux et pourquoi on observe des successions régulières de dépôts grossiers et de sables fins.

Dunes littorales. — Le jeu des marées, l'intensité du vent du large, la nature du sable de la plage, sont les facteurs qui contribuent à donner aux dunes littorales leur importance.

Plus l'amplitude des marées est grande, plus la quantité de sable sur lequel s'exerce l'action du vent est considérable.

Dans la Méditerranée, où les marées sont faibles, les dunes dépassent à peine 7 mètres. En Angleterre, les dunes du comté de Norfolk atteignent 15 et 20 mètres, en Cornouailles, elles atteignent 30 mètres. La côte des Landes, en France, est couverte de dunes dont l'altitude atteint 75 et 90 mètres, tandis que sur le littoral du Sahara, entre le cap Bojador et le cap Vert, l'altitude des dunes atteint 180 mètres.

La présence de sable siliceux est nécessaire à la constitution des grandes dunes, car il est le plus défavorable à la végétation et le plus facilement desséché par le soleil. En Bretagne, cependant, le sable des dunes de la baie d'Audierne et des environs de Saint-Pol-de-Léon contient 68 pour 100 de calcaire, tandis que, dans les dunes de la Gascogne, la proportion de calcaire atteint à peine 0,3 pour 100.

Lorsqu'une région de coteaux de plus en plus élevés succède à une côte plate donnant naissance à des dunes, celles-ci comblent les inégalités du sol et, dans ce cas, servent de réservoir aux eaux de pluie qui, se réunissant dans les dé-

pressions, deviennent des rivières souterraines. Ces *dunes de coteaux* n'ont donc pas une action nuisible pour les contrées avoisinantes.

Progression des dunes. — La marche des dunes littorales est quelquefois très rapide. On cite comme exceptionnelle, il est vrai, la dune de Saint-Pol-de-Léon, qui de 1666 à 1722 avait conquis plus de 25 kilomètres, avançant avec une vitesse annuelle de 500 mètres. Les vitesses de 80 mètres sont considérées aussi comme rares. D'après Brémontier, les dunes de la Gascogne cheminent avec une vitesse de 20 à 25 mètres par an. On cite toujours comme un intéressant témoin du mode de cheminement des dunes, l'église de Soulac-le-Vieux, aujourd'hui dégagée des sables qui, pendant longtemps, la couvraient jusqu'à la pointe du clocher. La crête de la dune s'est déplacée sans augmenter de hauteur, de telle sorte que son talus ne masque plus l'édifice qu'elle avait si longtemps enseveli.

Le meilleur obstacle au cheminement des dunes est la consolidation du sol par les racines des plantes. Quelques espèces végétales sont, pour cela, très efficaces. On sème donc des herbes et des arbustes qui retiennent le sol, puis on ensemence des Pins. Ces plantations, dues à l'initiative de Brémontier, sont devenues sur le littoral des Landes une véritable richesse.

L'origine des dunes en général et leur développement peuvent être attribués à la destruction de forêts préexistantes.

A propos des dunes gasconnes, le doute n'est pas permis. On trouve, en effet, dans la forêt d'Arcachon, principalement aux alentours de l'étang de Cazeaux, des chênes dont le tronc est d'un très grand diamètre. Presque partout, d'ailleurs, les sables des dunes recouvrent des souches d'autres arbres.

On cite encore, à l'appui de cette hypothèse, l'envahissement des terres par les dunes de Dantzig, envahissement qui succéda à la destruction d'une forêt de pins.

Nous aurons à revenir dans un de nos prochains chapitres

sur un autre rôle que jouent les dunes dans l'accroissement des continents. En se dressant sur le rivage, elles séparent de l'Océan la partie des grèves qui, à l'époque des grandes marées, appartenait au domaine maritime. De là, la présence fréquente de lagunes et d'étangs, en arrière de la ligne des dunes. Ces lagunes et ces étangs, comblées lentement par les matériaux transportés par les ruisseaux, sont en fin de compte incorporés à la terre ferme. Mais le rôle de la mer est ici trop prépondérant pour que nous classions ce mode d'accroissement des terres, parmi les phénomènes dus à l'action atmosphérique.

Dunes continentales. — Les mieux étudiées des dunes continentales sont celles du Sahara qui constituent des chaînes distinctes de plusieurs kilomètres de largeur, mais laissant voir, suivant les lignes de dépression, le terrain sous-jacent. M. Rolland, qui a fait de ces dunes une étude méthodique, a observé que les sables qui les constituent sont d'une homogénéité parfaite. Les grains en sont roulés, polis, colorés en rouge, par l'oxyde de fer, ils prennent, en masse, une teinte d'or mat. De la base au sommet de la dune, ils sont identiques. D'après le même auteur, la formation des dunes est contemporaine, leurs éléments proviennent de la désagrégation de roches sous l'action de la sécheresse du climat, l'amoncellement des sables est le fait du vent et le relief du sol en est la cause première.

En raison de leur perméabilité, les dunes continentales deviennent des réservoirs d'eau de pluie, le sable tassé pouvant absorber 25 pour 100 de son volume d'eau. Ce fait explique la présence des nappes d'eau au pied des grandes dunes.

Comme, dans le désert, le vent n'a ni la violence, ni la constance qu'il montre sur le littoral, la mobilité des dunes continentales est différente de celle des dunes littorales.

La direction du vent pouvant varier avec la saison, les masses sableuses se déplacent tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre. Mais, en général, l'action des vents admet une

résultante(1) qui, dans le Sahara, se traduit par un transport suivant une ligne Nord-Ouest-Sud-Est, mais ce mouvement est très lent. La permanence des routes et la fixité de la position des puits depuis de longues années montrent que le mouvement de transport de l'ensemble vers le Sud est insensible.

Le phénomène du transport des sables par le vent est encore fort appréciable dans des régions éloignées des déserts. En France, par exemple, sur les rives du Gardon, le mistral construit des dunes et, dans la forêt de Fontainebleau, les vents accumulent des monticules de sable très bien caractérisés.

Lorsque le sable s'agglomère sous l'influence des pluies, par un ciment de nature calcaire, il se forme des *grès éoliens* qui peuvent contenir des coquilles. Il faut remarquer, toutefois, que la consolidation de ces roches exige l'intervention de l'eau et des sels dissous. Aussi doit-on les considérer comme des roches d'origine chimique.

Ces roches éoliennes s'observent aux îles du cap Vert, aux Bermudes, etc.

(1) C'est la direction de cette résultante que suivent les sables du désert Libyen, qui envahissent l'Égypte et viennent se perdre dans le Nil ; que suivent aussi les sables des contrées de l'Égypte orientale, lesquels vont se perdre dans la mer Rouge, et cette action fait de la région un désert pierreux. Dans le désert de Gobi, ils s'accumulent à l'Ouest, tandis que l'Est est un désert de pierres. Les sables du désert de Tourane comblent de même la mer Caspienne à l'Est. Souvent de tels sables poussés dans une direction constante barrent les fleuves.

CHAPITRE II.

L'ACTION DES EAUX DOUCES.

L'action de l'eau sur les surfaces continentales est beaucoup plus énergique que celle de l'air. L'eau est l'agent par excellence de l'altération des roches. Pendant longtemps même, l'école neptunienne n'a voulu reconnaître aucune autre cause des formations et des déformations de la croûte terrestre.

Les eaux douces qui exercent l'action la plus considérable sont les eaux pluviales. Or, l'origine de la masse de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère réside dans l'évaporation de la surface océanique sous les basses latitudes. Pour qu'ensuite cette vapeur d'eau revienne à l'état liquide, il est nécessaire qu'un abaissement de température se produise, et ce refroidissement est favorisé par le transport des masses d'air sous les latitudes élevées ; ainsi, l'étude des précipitations atmosphériques nous ramène à celle des mouvements de l'air.

Les observations pluviométriques font voir que la quantité d'eau tombée augmente avec l'altitude. Le détail des observations conduit à ce premier principe, que la ligne de crête d'une chaîne de hauteurs reçoit moins de pluie que le versant remonté par le courant d'air (Cézanne). On explique la cause de l'augmentation des pluies dans les contrées montagneuses par les principes de thermodynamique qui nous ont servi à expliquer le Fœhn.

Forcé de s'élever pour franchir une chaîne, l'air se dilate en gagnant les régions de basse pression, sa température s'abaisse et ce refroidissement entraîne la précipitation à l'état de pluie ou de neige d'une quantité plus grande de

vapeur d'eau (1). On peut donc admettre encore que, dans un courant atmosphérique, l'épaisseur d'une tranche pluviale est d'autant plus grande que le courant arrêté par un obstacle est forcé de s'élever rapidement (Cézanne). En somme, selon l'expression de M. de Lapparent, les obstacles placés en travers d'un courant d'air humide en expriment presque mécaniquement la vapeur d'eau, mais par un phénomène inverse de celui qui se produit quand on fait sortir l'humidité d'une éponge en la pressant (2).

Suivant les saisons et l'altitude, une partie de la vapeur d'eau se condense sous forme de neige. Celle-ci fond en été, et contribue à l'alimentation des cours d'eau ; une autre partie de la neige par son accumulation donne naissance aux glaciers (voir chap. V).

Enfin la condensation de la vapeur s'opère dans les régions du Nord sous forme de brouillards, dont une partie seulement profite aux eaux courantes, l'autre étant utilisée par la végétation du pays.

Toutes ces formes de la condensation de la vapeur d'eau sont comprises dans le chiffre qui représente la moyenne annuelle de la pluie en chaque lieu. Actuellement, le nombre de kilomètres cubes d'eau qui tombent annuellement sur les 145 millions de kilomètres carrés formant la superficie des terres émergées est évalué à 122 500. Egalement répartie sur la terre ferme, cette masse formerait une couche de 844 millimètres. Mais de par les circonstances exposées plus haut, cette distribution est très inégale. Les deux tiers de la pluie tombée annuellement sur le globe appartiennent aux latitudes comprises entre 30° de latitude Nord et 30° de latitude Sud.

L'eau qui tombe à la surface de la terre se partage entre l'évaporation, l'infiltration et le ruissellement.

L'évaporation, qui dépend de la température et de l'état

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie*, Paris, 1893.
(2) *Traité de géologie*, Paris, 1893.

physique du sol, restitue à l'atmosphère une notable partie de l'eau tombée ; elle est beaucoup plus forte dans la saison chaude et va en diminuant de l'équateur au pôle. En été même, elle atteint une intensité si grande, que l'on estime que les pluies estivales ne sont d'aucun profit pour les eaux courantes. Les forêts et les prairies modèrent l'activité de l'évaporation.

L'infiltration est la pénétration lente à travers les fissures et les interstices du sol de l'eau provenant de la pluie, de la condensation des brouillards ou de la fonte des neiges. Le phénomène s'accomplit surtout dans les terrains perméables, et les conditions du sous-sol, les eaux s'accumulent en donnant naissance aux nappes souterraines, cours d'eau souterrains dont l'importance méritera une mention spéciale.

Enfin, le ruissellement est l'écoulement superficiel des eaux pluviales qui gagnent le fond des vallées en glissant sur des surfaces imperméables.

§ 1er. Actions destructives.

Erosion par ruissellement. — Les premières actions destructives exercées par les eaux douces s'accomplissent lorsque les eaux de pluie ruissellent à la surface. La cause première du ruissellement est l'imperméabilité du terrain, et il se produit surtout, même dans les terrains perméables, quand la pente est assez forte pour que l'action de la pesanteur l'emporte sur les actions d'infiltration.

Quand la pente de la surface, quelle que soit la nature du terrain, n'est pas assez forte pour amener le ruissellement des eaux, l'origine du phénomène réside dans l'imperméabilité du sol. Sur les terres argileuses, l'infiltration est nulle et le sol sec est saturé par imbibition. En ce cas, si la pente le permet, les eaux gagnent le fond des vallées par la ligne de la plus grande pente ; si la pente est nulle, elles forment des marécages en séjournant sur le terrain. Quand le sol est sec, les rigoles qui le parcourent en tous sens, en s'entre-

croisant, révèlent son imperméabilité. A chaque pluie, l'eau ruisselle dans ces rigoles, dégrade le terrain et entraîne des cailloux avec de la vase. Quand le lit d'une rigole s'élargit brusquement, comme à l'arrivée dans une flaque d'eau stagnante, la vitesse de l'eau diminue notablement, les matériaux entraînés tombent et il se forme un petit amas conique de sable, de vase et de cailloux, ce qu'on nomme un *cône* de débris.

Les eaux, chargées de limon et de vase, remplissent le fond des ravins, puis des vallées, avec une rapidité très grande ; elles aboutissent finalement à une rivière dont le niveau normal s'élève subitement. De sorte que, dans les pays à sol imperméable, le caractère des rivières est la soudaineté et l'élévation des crues.

Dépôts meubles. — L'effet mécanique du ruissellement accompli sur un sol dénudé est donc d'emporter les particules terreuses et de les entraîner le long des versants. A la longue, la pente de ceux-ci se modifie considérablement, devient moins raide, s'adoucit. Ce que nous avons appelé *érosion* est cette perte incessante de matière que subissent les terres.

Les eaux de pluie qui ruissellent sur des pentes où leur concentration en grandes masses ne peut avoir lieu, entraînent au pied du versant de nombreux matériaux, mélanges de pierres et de boues arrachés au sol sur lequel elles coulent. Lorsqu'aucun cours d'eau ne vient les enlever, ces matériaux forment des dépôts particuliers qui portent le nom de *dépôts meubles*. Ils sont formés de couches successives et irrégulières de pierres et de boue. Lorsque l'inclinaison de la pente est forte, le dépôt affecte une forme conique ; si la pente est, au contraire, très douce, le dépôt qui en occupe le pied s'y applique exactement.

Ces dépôts sont assez faciles à reconnaître par l'absence de sables et de graviers qui ne peuvent se former qu'à la suite d'une trituration, d'un transport effectué dans une rigole de concentration, par la forme anguleuse des pierres et par

l'enduit qui les couvre. Cet enduit est blanc pour les pierres siliceuses, rougeâtre pour les cailloux calcaires.

Limons. — Les matériaux fins restent en suspension dans les eaux de ruissellement et se déposent quand celles-ci s'évaporent ou que leur cours devient moins impétueux. Mais si l'absence de pente ou la nature du terrain empêchent la formation d'une rigole, les matériaux fins forment sur place une boue qui s'étale en nappes dépourvues de stratification. Les boues ainsi déposées sont toujours d'un jaune brunâtre, car les particules riches en sels de fer ont été oxydées. En outre, si elles renferment des débris d'animaux, ce sont des coquilles de Mollusques ou des ossements de Vertébrés terrestres. Toutefois, la conservation des restes organiques est bien difficile dans des dépôts de ce genre, tant à cause de la lenteur de la formation qu'à cause de l'action de l'eau qui à la longue dissout les coquilles. Ces dépôts sont toujours décrits sous le nom de *limons*.

Eaux sauvages. — Tous ces effets se répètent avec une intensité très considérable quand le sol est assez incliné pour donner à l'eau une grande vitesse et quand sa nature favorise l'établissement de petites rigoles. Alors, en temps de pluie, elle acquiert une puissance destructive capable de changer la configuration du sol en un espace de temps très court. L'intensité de l'action dégradante est telle qu'on a donné, en ce cas, aux eaux pluviales, le nom caractéristique d'*eaux sauvages*. Elles produisent dans diverses contrées les formations singulières connues sous les noms de *blocs perchés*, de *pierres branlantes* et de *pyramides de fées*.

Sur une pente où de gros blocs solides sont noyés dans une matière facile à désagréger, l'action des eaux sauvages isole les blocs et les laisse en saillie à la surface du sol. Cet isolement peut placer les rocs dans une situation d'équilibre instable qui caractérise les *pierres branlantes* Les blocs de granit donnent très souvent lieu à de pareilles productions. Cette roche se désagrège assez facilement en un sable léger, au milieu duquel persistent les portions plus compactes.

Les *pyramides de fées* et les *blocs perchés* ont une origine analogue. Si l'on suppose une dépression dans laquelle sont accumulées des terres légères et disséminés des blocs de pierre, chacun de ceux-ci protège la tranche de terre qu'il recouvre, de sorte que l'érosion, s'accomplissant, creuse à droite et à gauche des rigoles qui finissent par isoler des cônes de terre dont la pointe porte un bloc de rocher.

La désagrégation des roches peut encore donner lieu à des escarpements ruiniformes, comme dans les dolomies de la région des Causses, en France, ou encore décomposer des masses de grès en colonnes sur lesquelles la stratification primitive reste parfaitement visible, comme on en observe à la Bastei, dans la Suisse saxonne.

L'action mécanique des eaux sauvages offre de grandes analogies avec celle des vagues contre les rivages, ce qui n'est pas surprenant, puisque, dans les deux cas, c'est la force vive de l'eau ajoutée au frottement de matériaux transportés, qui est l'unique facteur de l'érosion. C'est pourquoi bien des falaises et des escarpements continentaux ont été attribués à l'action marine. Mais, si le travail des eaux sauvages est incontestable dans ces formations, on ne saurait l'attribuer au régime fluvial, parfois très pauvre, des contrées où on les observe, et lorsqu'il s'agit de la région des montagnes Rocheuses, ou du Sahara, on ne peut se refuser à y voir l'action des eaux de ruissellement. Cependant, si de nos jours, les pluies d'orage produisent des effets d'une incontestable puissance, il faut reconnaître qu'elles sont rares et incapables de produire les dégradations observées. Il est donc probable que l'érosion par ruissellement n'est plus, aujourd'hui, que le reflet de ce qu'elle a été aux époques anciennes. On ne peut, en effet, admettre l'hypothèse d'une action lente, mais continue, pour expliquer la formation de falaises continentales, de piliers d'aiguilles, de roches perchées, tels que les géologues américains en décrivent, au Colorado et dans la région des montagnes Rocheuses,

l'énergie mécanique mise en jeu et révélée par l'aspect du terrain exige la masse et la vitesse de l'eau, agents que ne peut remplacer la durée d'une action lente.

Erosion par les torrents. — Dans les pays de montagnes, les pentes et leurs dispositions convergentes permettent aux masses d'eau de se réunir dans des canaux et par leur concentration de former des *torrents*.

Torrents. — On peut définir un torrent de la manière suivante :

C'est un cours d'eau temporaire dans lequel les eaux des grandes pluies se réunissent et acquièrent, par leur masse et la pente du lit, une force vive très grande. La longueur des torrents est toujours limitée (une vingtaine de kilomètres au maximum) et la pente n'en dépasse pas 8 centimètres par mètre (1).

La concentration des eaux s'opère dans un *bassin de réception* d'où les eaux s'écoulent par un couloir étroit ou *canal d'écoulement*.

Bassin de réception.— Le bassin de réception est un cirque régulier ou non, et sur les pentes abruptes duquel ruisselle l'eau des pluies. Le cirque de Gavarnie, dans les Pyrénées françaises, est un bassin de réception dont les parois, presque verticales, laissent tomber l'eau en cascades, sans que cependant elle entame sensiblement les roches dures qui le constituent.

Dans la plupart des cas, le bassin de réception est creusé par les eaux pluviales, et il offre toutes les particularités de l'érosion par les eaux sauvages. Quand les parois en sont meubles, elles s'écroulent souvent et l'entonnoir s'élargit constamment, jusqu'au moment où ses parois atteignent une masse de roches dures résistant à l'érosion. Ajoutons que, dans les pays de montagnes, la concentration des eaux s'opère avec une rapidité qui, plusieurs fois, surtout dans

(1) Surrell et Cézanne, *Études sur les torrents des Alpes*.

les contrées tropicales, a mis en danger la vie de voyageurs cheminant dans le lit du torrent.

Canal d'écoulement. — Le canal d'écoulement, qui est le lit du torrent proprement dit, doit généralement son origine à l'existence d'une roche dure où les eaux se sont frayé un passage. Ce qui caractérise le lit d'un torrent, c'est son inclinaison, sa faible largeur et la verticalité de ses bords. Grâce à ces dispositions, le lit du torrent est la région où l'action mécanique acquiert la plus grande puissance. Ce lit est essentiellement irrégulier, la pentese brise à tout instant et produit des cascades, sa direction change brusquement grâce à un angle de la berge que le flot attaque directement, par sa masse et par celle des matériaux transportés. Dans certains cas, l'air entraîné par la chute de l'eau peut mettre en mouvement des rochers d'un poids considérable. Souvent aussi, les débris des éboulements de la berge, les rochers entraînés, s'accumulent aux points les plus étroits du lit, et y forment des barrages naturels en arrière desquels l'eau s'accumule. Lorsque sa puissance est assez grande pour triompher de l'obstacle, il s'écoule une nappe de boue dont la puissance dépasse celle des plus fortes eaux. Cette nappe est souvent capable d'entraîner de gros blocs de rochers qui flottent à sa surface.

Lorsque les eaux torrentielles passent sur une roche dont la surface n'offre pas partout la même dureté, ou que des fissures ont entamée en certains points, il se forme sur le lit des cavités, et lorsque de gros cailloux y tombent, ils n'en peuvent plus sortir. L'eau forme, dans ces trous, des tourbillons qui impriment aux galets un mouvement de rotation. Durant ce mouvement, galet et parois s'usent réciproquement et il reste une cavité, plus ou moins large et profonde, ou *marmite de géant*, dont la forme générale est celle d'un cylindre irrégulier.

Cône de déjection. — La gorge où coule un torrent finit toujours par aboutir dans une vallée dont la largeur amortit presque instantanément la vitesse de l'eau. Celle-ci, dès lors,

perd son pouvoir d'entraîner les matériaux d'un grand poids, ceux qu'elle transporte se déposent au débouché du ravin, sous forme d'un amas conique, le *cône de déjection*, qui représente en somme la région de dépôt et d'édification. Quand ce cône est constitué, le torrent poursuit son cours à sa surface; il coule donc sur une levée naturelle, à l'extrémité de laquelle il descend en rigoles, vers le fond de la vallée.

Dans les cônes de déjection, il n'y a aucun arrangement régulier des matériaux abandonnés. Au début, il se fait un triage des blocs, produisant une stratification peu distincte. Ainsi, les gros rocs cessent d'être transportables dès la sortie du ravin et se déposent au sommet du cône, ensuite viennent les galets de poids moindre, que le torrent a pu pousser un peu plus loin, ensuite viennent les cailloux et les graviers, et enfin les sables et les boues qui s'étalent largement à la base du cône. Mais souvent une crue rapide est suivie d'un régime plus tranquille, où l'eau ne charrie que des matériaux fins, qui se sont interposés entre les blocs provenant d'un dépôt antérieur. En outre, sur la surface du cône, la direction du torrent change et il détruit en partie l'agglomération de blocs, ceux-ci, roulant sur les pentes du talus, vont se perdre dans la masse des éléments plus fins. Par conséquent, il ne faut pas s'attendre à trouver dans un cône de déjection une stratification méthodique et régulière des éléments transportés.

Souvent, la plupart des blocs et des galets ayant été roulés avec violence sont arrondis, mais quand le canal d'écoulement est court, les blocs arrachés aux berges conservent des arêtes bien nettes. De sorte qu'en dehors de la forme irrégulièrement conique du dépôt et de sa large base, rien ne permet d'affirmer le caractère torrentiel d'un mélange de boues, de sables et de pierres.

Nous verrons, plus tard, qu'un pareil mélange peut être le résultat d'un transport par les glaciers, et que les digues construites par ceux-ci sont appelées *moraines*. On distinguera un dépôt torrentiel d'une moraine par l'absence de

roches striées et par la position du cône, au débouché d'un ravin, dans une vallée beaucoup plus large.

Terminons cette esquisse du travail des torrents, en faisant remarquer que ces appareils temporaires d'érosion tendent vers un certain état d'équilibre où l'action destructive ne s'exercera plus que dans des limites restreintes. En effet, on distingue plusieurs phases dans l'établissement des torrents :

Dans une première s'établit la courbe du lit qui, très raide dans le bassin de réception, se brise d'abord à l'entrée du ravin, et une seconde fois à la réunion du canal d'écoulement avec le cône de déjection ;

Dans une deuxième phase, la pente du lit irrégulier que le torrent se creuse, à la surface du cône, diminue du fait des dépôts successifs de matériaux transportés, puis elle devient assez faible pour que le cours d'eau n'entraîne même plus ses alluvions. A ce moment, la courbe du lit est continue d'un bout à l'autre et concave vers le haut.

A cela succède un stade de tranquillité, le torrent ne creuse plus son lit, dont la courbe est désormais stable, il débite les eaux des grandes pluies, ou de la fonte des neiges sans dégrader ses berges. Celles-ci peuvent alors se couvrir de végétation, et ce régime se prolongera aussi longtemps qu'un changement dans les conditions pluviales de la contrée ne surviendra pas (1).

Causes de l'établissement des torrents. — D'après cela, le déboisement et la destruction des prairies dans les montagnes seront deux causes de l'établissement des torrents. Les ravages de ceux-ci résultent de la facilité avec laquelle, sur un sol nu, l'eau se concentre en rigoles et l'accroissement de masse que communiquent à l'eau courante les matériaux qu'elle transporte. Or, les prairies s'opposent admirablement à la concentration des eaux. D'abord les racines des plantes fixent le sol, puis les herbes divisent les eaux en

(1) A. de Lapparent, d'après Surrell.

une multitude de petits filets incapables de transporter les matières solides, ensuite l'eau des pluies, au lieu d'atteindre directement le canal d'écoulement, s'y rend sous un faible volume, avec une vitesse médiocre. Par la création de prairies artificielles, on arrêtera la concentration dans les bassins de réception, et l'on fixera les talus du lit par des plantations d'arbres qu'on protégera, au début, par des clayonnages. La division du lit en une série de biefs, brisant la pente, diminuera aussi dans une notable proportion l'arrachement des matériaux, et par cette double protection les plantations pourront s'implanter solidement dans le sol avoisinant.

TRAVAIL DES COURS D'EAU. — Le résultat final du ruissellement est d'amener les eaux dans le fond des vallées et de produire des rivières. Les conditions de leur alimentation et la nature du bassin font varier, dans des limites très étendues, la puissance mécanique que les cours d'eau peuvent déployer. On observe ainsi toutes sortes de variétés entre les rivières torrentielles et les rivières à l'état de régime, dont le cours tranquille s'alimente par des sources qui sont, elles, les résultats de l'infiltration.

La cause d'où dérive l'action mécanique de l'eau est d'ailleurs la même qu'on étudie un cours d'eau tranquille, ou une rivière torrentielle. La masse d'eau qui se trouve à un certain niveau au-dessus de la mer dépense, en s'abaissant sous l'action de la pesanteur jusqu'au niveau de l'Océan, son énergie potentielle, laquelle n'est autre chose que le travail accompli par la chaleur solaire qui a puisé cette eau dans les océans, et l'a fait arriver, en vapeur, au point où la précipitation a eu lieu. Quand l'eau s'écoule, toute son énergie se dépense en un travail qui a pour effet ou d'accélérer la vitesse de l'eau, ou d'accomplir des effets mécaniques extérieurs. Sauf dans le cas de chute le long d'une paroi inaccessible à l'érosion et dont le pied sera au voisinage d'une vallée à pente faible, l'énergie potentielle se dépensera simultanément en travail accélérateur et en action

d'érosion. En ce cas, l'énergie potentielle est entièrement dépensée dans la chute.

Examinons donc comment s'accomplit le travail d'un cours d'eau.

État torrentiel. — Nous savons qu'un torrent commence tout d'abord par établir la courbe de son lit; de même une rivière creuse, avant tout, le chemin qu'elle doit parcourir, c'est dire qu'au début elle se comporte comme un torrent, elle est *rivière torrentielle.* Le lit creusé, elle élargit la vallée, c'est-à-dire que les eaux, surtout celles des crues, trouvant le canal d'écoulement creusé, exercent leur énergie contre les parois qu'elles font écrouler. Toutefois, une partie notable de ce travail s'effectue en même temps que le creusement du lit. Notons, tout de suite, que les éboulements successifs ont leur intensité maximum aux points où la rive tourne sa concavité vers le cours d'eau. Le résultat des écroulements est d'élargir la vallée, et désormais le lit de la rivière est trop large pour être rempli à d'autres époques qu'à celles des crues.

Divagation. — A partir de ce moment, le cours d'eau tend à acquérir, par des changements de lit, sa situation d'équilibre stable, situation qui ne peût être acquise que par une augmentation des résistances extérieures. C'est pourquoi le parcours de la rivière, dans le sens horizontal, s'allonge.

Dans cet état de *divagation*, la rivière tend à fixer son plan, résultat qui est acquis le jour où la vallée est assez large pour que, même dans les inondations, le flot attaque inutilement les parois.

Alluvionnement. — Ce n'est pas seulement par des éboulements et la destruction de ses rives que le cours d'eau arrive à fixer son plan, lui-même multiplie sur son parcours des obstacles qu'il contourne, et cet allongement du cours augmente la résistance. Ces obstacles sont formés par le dépôt de matériaux arrachés aux rives, en des points du cours où la vitesse diminue. Ce travail d'*alluvionnement* est d'autant plus important que la masse d'eau mobile est elle-

même plus grande. L'étude des dépôts d'*alluvions* ainsi opérés montre qu'un fleuve détruit ses rives concaves au profit des rives convexes. C'est pourquoi les premières offrent des berges élevées, verticales, s'éboulant constamment, et les secondes des pentes douces jonchées de galets et de blocs roulés, mêlés à des sables. Les rives convexes forment, en quelque sorte, des promontoires qui resserrent le lit du cours d'eau. Ils sont d'ailleurs instables, cheminent pendant que la rivière est divagante, et finissent par former dans les parties basses de la vallée des bancs de sable plus ou moins étendus.

Régime, étiage et crues. — Un cours d'eau est dit en *état de régime*, lorsque, sans attaquer ni détruire ses berges principales, il déplace seulement ses alluvions. Le *régime* ne représente jamais un état d'équilibre parfait. Les pluies sont très irrégulièrement distribuées, suivant les régions, leur altitude et leur latitude; or, puisque, pour nous, les cours d'eau résultent de la concentration des eaux météoriques, chaque fois qu'une série de violents orages se sera abattue sur la région des sources, il y aura une augmentation dans la masse d'eau, suivie d'un accroissement de dépôts d'alluvions. Tel est le phénomène des *crues*. Par contre, lorsqu'une période de sécheresse s'écoulera, le niveau de la rivière s'abaissera et pourra même s'annuler, c'est le phénomène de l'*étiage*. L'état de régime doit donc être considéré comme un état intermédiaire entre ces deux extrêmes.

Il résulte encore de ces observations qu'une rivière doit couler dans deux lits : l'un dans lequel elle suit habituellement son cours est le *lit mineur;* il est plus ou moins rempli, suivant le régime ou l'étiage, mais est à sec exceptionnellement; l'autre est le *lit majeur*, qui n'est occupé que durant la période de crues.

De même que la période du creusement et celle de la divagation, l'état de régime est limité; le cours d'eau concentre son action dans les crues qui durent peu et sont séparées par des intervalles de temps assez longs. De la sorte, les périodes

d'activité d'un fleuve sont intermittentes; de plus, son activité va en s'affaiblissant, car lorsque les parties hautes de son cours perdent leur caractère torrentiel, la végétation s'empare des pentes entourant la région des sources, et par sa présence, nous le savons, atténue les effets du ruissellement. A partir de ce moment, les crues disposeront, évidemment, d'une énergie inférieure à leur énergie première.

Observons encore que le cours d'une rivière ne sera jamais homogène, car il lui faudrait traverser des terrains toujours identiques, pour se trouver toujours dans les mêmes conditions. Donc, l'étude d'une rivière quelconque amène à diviser son cours en plusieurs troncs. Les uns peuvent avoir atteint l'état de régime, pendant que les autres en sont encore à l'état de divagation, et lorsque le terrain à traverser est une roche compacte, certains troncs peuvent en être encore à la période de creusement. Ce fait est extrêmement fréquent. Beaucoup de rivières offrent des parties où leur cours s'accomplit paisiblement, parties qui sont séparées par des cascades ou des rapides.

Rôle des affluents. — Un cours d'eau de quelque importance accroît sa masse de l'apport de ses *affluents*, dont le régime modifie celui du cours principal. La portée des modifications ainsi introduites est très grande, lorsque le cours de la rivière est assez long pour que les circonstances atmosphériques n'y restent pas les mêmes partout. Prenons comme exemple la Seine. Le bassin de ce fleuve est assez peu étendu et la structure lithologique en est assez uniforme pour que le cours présente une grande homogénéité. Les crues des affluents concordent avec les crues du cours d'eau principal. Par contre, la Loire est loin d'offrir un pareil état de choses. Ses sources sont soumises, en partie, à l'influence du climat provençal, et les actions atmosphériques qui déterminent les crues d'affluents, comme l'Allier, n'affectent aucunement la Nièvre ou le Cher.

Facteurs de l'activité fluviale. — Il était nécessaire d'insister sur ces diverses particularités, avant d'examiner dans

quelle mesure peut s'exercer l'action dynamique de cours d'eau constants. Cette action dépend de trois causes, dont deux sont la masse de l'eau et sa vitesse ; mais la vitesse dépend de la pente, ce qui amène à considérer trois facteurs de l'action des rivières : pente, vitesse et débit.

Pente et vitesse. — Des fleuves, comme le Rhône, le Rhin, le Gange, coulent avec une vitesse de $1^{m},50$ par seconde sur une pente de $\frac{4}{100\,000}$ par mètre. Entre l'embouchure de l'Oise et Rouen, la Seine coule avec une vitesse de $0^{m},60$ et une pente de $\frac{8}{100\,000}$ par mètre. En général, la vitesse mesurée en divers points de la largeur d'un fleuve varie beaucoup suivant le point considéré. Le filet liquide le plus rapide est voisin de la surface et correspond à la plus grande profondeur du lit. Ce qu'on désigne par *vitesse moyenne* est égal aux $\frac{4}{5}$ de la vitesse à la surface et au double de la vitesse sur le fond. Là, les frottements retardent le mouvement de l'eau. Entre deux rives, dans une courbe, le filet d'eau le plus rapide est le plus voisin de la rive concave.

Débit. — Le débit d'une rivière est la masse d'eau qui s'écoule sur chaque section de son parcours pendant une seconde. On doit distinguer le *débit moyen* se rapportant à l'état de régime, et les *débits extrêmes* qui se rapportent aux crues et à l'étiage.

A Paris, la Seine offre un débit d'étiage de 75 mètres cubes, le débit habituel des grandes crues est toujours inférieur à 2 000 mètres cubes ; l'état moyen est environ de 130 mètres cubes.

La Loire est un type de *rivière variable*. A Orléans, elle débite 25 mètres à l'étiage ; 132 à l'état moyen et 10 000 dans les grandes crues. La cause de cette différence avec la Seine réside, comme nous l'avons vu, dans les divergences de constitution des bassins de ces fleuves. La Seine ne reçoit pas d'affluents torrentiels, tandis que les massifs montagneux de

l'Auvergne, du Forez, du Morvan, etc., envoient à la Loire de nombreux torrents.

La Somme est au contraire *un type de rivière stable.* A Amiens, elle débite 20 mètres cubes à l'étiage et dans ses grandes crues 80 mètres. Nous devons remarquer ici que ce fleuve ne reçoit aucun affluent torrentiel et traverse un pays dont le sol est perméable, ce qui fait que le produit des pluies lui arrive par les sources et non directement.

Rôle des lacs. — Pour quelques rivières, les crues sont très atténuées parce qu'elles traversent des lacs qui leur servent de régulateurs.

L'exemple classique de fleuves à régulateurs est le Rhône qui, à sa sortie du lac Léman, est beaucoup plus constant qu'à l'entrée où il joue incontestablement le rôle d'un torrent. A sa sortie du lac, il est aussi stable que la Somme. Par la suite, il est vrai, il perd cette fixité du fait d'affluents comme la Saône et la Durance (1).

Mais le véritable type des cours d'eau à régulateur est le Saint-Laurent, qui sert de déversoir aux lacs de l'Amérique du Nord et dont les affluents importants communiquent avec les lacs du Canada. Le niveau de ce fleuve peut être regardé comme constant, il n'y a pour ainsi dire ni crue ni étiage.

Effets des crues. — Nous ne pouvons quitter ce sujet sans dire un mot des moyens mis en usage pour préserver les plaines des *inondations* produites par les crues. On élève des digues insubmersibles autour des centres importants de population et l'on protège le lit majeur par des levées submersibles qui laissent déborder les crues exceptionnelles. Le débordement qui s'accomplit alors est paisible, tandis que celui qui résulte de la rupture de digues donne lieu à des dégâts capables d'engloutir des villes (2). La perte momen-

(1) La Durance passe d'un débit de 30 mètres cubes à l'étiage, à un débit de 3000 mètres en crue.

(2) En 1879, la ville hongroise de Szegedin fut engloutie à la suite de la rupture des digues de la Theiss et de la Maros.

tanée des récoltes peut être en partie compensée par la fertilité résultant du dépôt des limons.

Les Égyptiens utilisent les crues du Nil dont le lit majeur représente la partie fertile du pays. Lors des crues, le niveau du fleuve s'élève à 7m,50 et dépose une grande quantité de limon. Mais cette surélévation des eaux permet de les emmagasiner dans des réservoirs ménagés à diverses hauteurs et de là, de les distribuer méthodiquement par des rigoles d'irrigation. C'est le principal avantage des inondations du Nil, en Egypte.

Erosion fluviale. — L'action exercée par les cours d'eau sur la surface de la terre est extrêmement importante. Dans la partie torrentielle de leur cours, les rivières déploient une puissance mécanique, identique à celle d'un torrent, mais s'exerçant sur une étendue plus longue. En vertu de la loi de tendance à l'équilibre, elles travaillent à réduire leur pente et, pour cela, attaquent leurs rives. Les matériaux ainsi arrachés cheminent au fond qui est toujours jonché de blocs de toute grosseur, dont le frottement arrondit les contours. Lors des crues, de très gros blocs peuvent être entraînés à de grandes distances. Une pareille œuvre d'érosion est accomplie, dans les Alpes, par la Durance ; dans le Plateau central, par la Dordogne ; en Suisse, par la Reuss, etc.

Mais si aisées que soient à désagréger les roches qui forment un massif, il arrive souvent qu'au milieu de couches peu résistantes se trouvent des assises dures qui résistent, au moins pour un temps, à l'attaque des eaux. De là, les barrages permanents, ou momentanés, en arrière desquels se localise le travail d'érosion et que la rivière franchit par des déversoirs tant qu'elle ne les entame pas. D'autres fois encore, le cours de la rivière est brisé par une brusque dépression de son lit et une cascade en réunit les deux tronçons.

Si l'eau se déverse au-dessus d'un massif d'une grande solidité, la cascade est stable ; mais si le sommet du massif

est formé d'une roche dure, tandis que la base cède aux affouillements, la rivière dégrade rapidement les couches inférieures, tandis que les assises supérieures non attaquées surplombent; quand la saillie est suffisamment prononcée, entraînée par son poids, la roche tombe; il y a éboulement et par suite, la cascade est reportée en arrière. Tel est le cas de la chute du Niagara que nous choisirons comme exemple.

A sa sortie du lac Erié, ce fleuve coule dans un lit très large, qui se heurte à une île (*Goat Island*) des deux côtés de laquelle il forme une cascade de 50 mètres de hauteur. Après sa chute, le lit du Niagara est étroit, resserré entre des falaises de 60 à 75 mètres de hauteur, formant une brèche à travers un escarpement au pied duquel se trouve le lac Ontario.

Les rives du fleuve et l'île qui divise la cascade sont couvertes d'alluvions, épaisses de 7 à 8 mètres, dans lesquelles on trouve toutes les coquilles des Mollusques qui vivent actuellement dans le Niagara, cela prouve que le fleuve a occupé un lit beaucoup plus vaste que le lit actuel; peut-être le lac Erié s'étendait-il davantage; il est même permis de supposer que primitivement la chute se trouvait à l'extrémité de l'escarpement, vers Queenstown, et que le fleuve y a peu à peu creusé son lit. La présence de débris de Mollusques exclusivement actuels dans les alluvions, prouve que le creusement s'est opéré dans la période géologique que nous traversons. Pour se faire une idée nette de la manière dont il a pu s'accomplir, il faut tenir compte du débit de la chute qui est évalué à 10 000 mètres cubes par seconde. La masse d'eau qui tombe est épaisse environ de 8 à 9 mètres. Cependant une telle masse n'entamerait que bien lentement le calcaire sur lequel elle coule, sans la constitution particulière de la falaise.

La partie supérieure de la chute est formée par un calcaire dur, lequel repose sur des marnes et des schistes, supportés à leur tour, au pied même de la falaise, par des grès tendres dits *grès de Clinton* et de *Medina*. Les schistes et les grès,

soumis constamment au choc de l'eau, se désagrègent et leurs débris vont encombrer la gorge, tandis que le calcaire supérieur supportant le poids de l'eau s'éboule peu à peu, et la chute recule (fig. 2).

Des mesures ont été effectuées à ce sujet de 1846 à 1886, sur la rive canadienne. Elles ont montré que, suivant les points, la chute avait reculé de 50 à 80 mètres. Dans le même

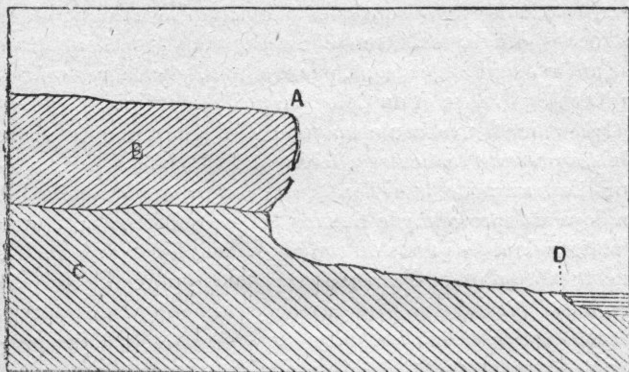


Fig. 2.— A. Chute du Niagara.— B. Roches dures.— C. Roches tendres. D. Emplacement primitif de la chute.

intervalle de temps, la partie de la falaise qui s'étend de *Goat Island* à la rive américaine, n'a reculé que de 11 mètres. On pourrait déduire de ces considérations le temps que la cataracte a pu mettre pour reculer de Queenstown au point où elle se trouve aujourd'hui (1). Mais ce calcul n'offrirait pas une approximation bien grande. En effet, les assises de calcaire plongent vers l'amont et la partie supérieure de la falaise va en s'épaississant, de sorte que la résistance de la couche dure s'accroît au fur et à mesure du recul. Au début,

(1) En prenant 1,83 pour le recul annuel, on est arrivé à ce résultat que la chute aurait mis soixante siècles pour arriver de Queenstown à sa position actuelle.

lorsque la cataracte se trouvait à Queenstown, la hauteur des parties tendres était plus grande et l'érosion devait s'accomplir plus rapidement. Enfin le régime du fleuve n'a pas toujours été ce qu'il est aujourd'hui et comme nous le verrons à la fin de cet ouvrage, on doit admettre que le travail d'érosion a diminué dans des proportions considérables.

Gorges. — Un grand nombre de rivières coulent au fond de gorges à parois abruptes. Il arrive quelquefois que ces gorges sont des fentes ouvertes par action mécanique dans les roches dures, mais souvent aussi elles semblent avoir une autre origine. Tels sont, par exemple, les célèbres *cañons* du Tarn en France et du Colorado aux États-Unis.

Ce dernier fleuve coule au fond d'une gorge, entre deux falaises presque verticales atteignant 1 800 mètres de hauteur. Le travail de la rivière paraît avoir été uniquement employé à approfondir le lit sans l'élargir. Lorsqu'on étudie le plateau dont les parois du *cañon* forment les escarpements, on constate qu'il est d'une remarquable uniformité et qu'il termine un grand massif de roches sédimentaires disposées en couches horizontales, dans lesquelles les terrains perméables prédominent. Il est probable que ce massif s'est présenté comme un barrage naturel au cours du fleuve, qui devait tomber au-delà à un niveau bien inférieur ; aussi, en le franchissant, l'eau s'insinuait-elle dans toutes les fissures du roc, et, grâce à la puissance du cours d'eau (1), elle a enlevé et entraîné diverses couches imperméables intercalées dans le massif. En descendant toujours, et en débarrassant son lit des éboulis de la paroi, la rivière a atteint, au cœur même du massif, un niveau très voisin de celui des plaines situées en aval. Il est vraisemblable, d'ailleurs, que cette descente progressive a été accompagnée d'un exhaussement lent de toute la contrée, exhaussement dont le résultat était

(1) Il forme dans ses crues une nappe de 15 à 30 mètres d'épaisseur. La largeur du cañon du Colorado est de 3 à 19 kilomètres, sa longueur est d'environ 320 kilomètres.

de restituer à l'eau une même hauteur de chute, et par conséquent d'entretenir sa puissance mécanique.

Nous pouvons ajouter que les rivières, telles que le Colorado, où l'œuvre de l'érosion se manifeste avec une singulière ampleur, ne peuvent donner qu'une faible idée de ce qu'était leur volume au début de l'ère actuelle. Étant donnée la puissance actuelle de l'érosion, on est porté à croire que son travail a été le même durant une longue série d'années. Mais il est indiscutable que le climat de la contrée a subi, comme partout, des changements profonds. Or, au commencement des temps actuels, les précipitations atmosphériques avaient une intensité qu'elles n'ont plus (1), et il en résultait, pour les cours d'eau, une vitesse et un débit qui accéléraient dans de grandes proportions le travail de l'érosion.

EAUX SOUTERRAINES. — En pénétrant dans le sol, par infiltration, les eaux s'accumulent et donnent naissance aux *nappes d'infiltration* ; car, à mesure qu'elles s'enfoncent, elles s'évaporent de moins en moins ; aussi les parties de la croûte terrestre situées à une profondeur moyenne se saturent-elles d'eau.

Tel est le mode de constitution des *nappes souterraines*. Lorsque leur niveau atteint une dépression du sol, elles forment une *source*.

L'étude des nappes d'infiltration montre qu'elles ont une surface ondulée reproduisant avec moins de relief la surface extérieure.

Rôle des couches perméables. — Tant que les dépressions du sol n'atteignent pas la nappe d'infiltration, celle-ci reste sans écoulement naturel, mais aussitôt qu'il y a contact avec le fond d'une vallée, elle s'épanche, soit par une source, soit par des suintements. Aussi, dans les terrains perméables, les sources se trouvent-elles uniquement au

(1) Voir IIe partie, *Ère quaternaire*.

fond des vallées, et il y a un contraste évident entre l'aridité des versants et l'état marécageux du fond.

Quand le terrain qui environne la nappe d'infiltration est uniquement formé de sables, il peut arriver que, malgré la pression hydrostatique, l'eau ne puisse parvenir à la surface, ou n'y arrive que difficilement. Ce fait qui se produit surtout quand les eaux déposent, par évaporation, du gypse, du sel, et un peu d'argile, a été observé dans la région des chotts algériens. La croûte argilo-sableuse qui couvre le sol est saturée de sels et annule, par sa densité, la force ascensionnelle de l'eau. Si on la perce d'un trou de sonde, on trouve l'eau douce à une profondeur de 30 mètres, et l'on peut même obtenir des sources jaillissantes. C'est à l'encroûtement et à l'ensablement des sources qu'il faut attribuer la disparition de beaucoup d'oasis, jadis florissantes, car là où l'on a su combattre ces causes de destruction, la végétation a conservé toute sa vigueur.

A un moment donné, une nappe d'infiltration sera d'autant plus voisine du sol, que les pluies auront été plus abondantes. La surface s'en abaissera dans les années sèches et se relèvera dans les années humides. C'est surtout sous les lignes de faîte que ces mouvements se feront le mieux sentir, car, en ces points, les nappes d'infiltration sont le plus élevées. Les sources voisines des hauteurs seront donc plus exposées à tarir que les autres.

Rôle des couches imperméables. — Lorsqu'une couche imperméable s'interpose au milieu d'une ligne de hauteurs, le phénomène change d'aspect.

Il se produira, à flanc de coteau, tout le long de la surface suivant laquelle affleurera la couche imperméable, des suintements, plus abondants sur le côté favorisé par la pente, et par places, pourront jaillir des sources. Ces sources, à flanc de coteau, caractérisent les régions où les sables, les grès et les calcaires alternent avec les terres argileuses. Elles ne sont ni abondantes, ni constantes, comme celles des nappes profondes.

On donne le nom de *niveau d'eau* à toute couche imperméable qui affleure de la sorte sur les coteaux d'une vallée. L'importance en est d'autant plus grande que le réservoir qui le surmonte est plus étendu.

Température des eaux souterraines. — Au point de vue de la température moyenne annuelle, les sources ont une assez grande importance. Comme la température n'augmente que lentement avec la profondeur, on peut affirmer que les sources ont une température invariable et égale à la moyenne annuelle de la surface du sol, au lieu où elles jaillissent (1). Elles fournissent ainsi un précieux mode de détermination de la moyenne annuelle, quand le temps manque pour la mesurer directement.

Il faut observer, cependant, que lorsque la température de l'air est voisine de 0°, l'eau, en raison de son maximum de densité qui a lieu à + 4°, tend à gagner les couches profondes, de sorte que dans une région où la moyenne annuelle est de 0°, les sources conserveront une température constante de + 4°. En second lieu, quand la nappe d'infiltration est très profonde, les couches les plus voisines du fond sont, en raison de la chaleur interne, portées à une température plus élevée, elles deviennent plus légères et l'eau gagne ainsi la surface, dont la température sera, pour cette raison, supérieure à la température annuelle moyenne.

Mouvements des eaux d'infiltration. — Dans une contrée au sol perméable, l'eau des pluies n'arrive aux cours d'eau que par l'intermédiaire des nappes d'infiltration ; elle doit donc, pour s'écouler par le fond des vallées, effectuer un certain parcours dans le sous-sol. Ce parcours s'accomplit toujours avec une vitesse assez faible, pour qu'il n'y ait jamais transport de matériaux solides. Il résulte de là qu'un cours d'eau en terrain perméable subira des crues lentes, lorsque toute la nappe d'infiltration aura été gonflée par

(1) Il faut mettre à part les sources thermales, qui ne sont d'ailleurs pas alimentées par les infiltrations.

l'apport des pluies, et d'autant plus durables que le réservoir qui les alimente sera plus important. Le niveau de la crue s'élèvera aussi moins que celui d'une rivière soumise à l'action directe du ruissellement. Nous devons donc regarder les cours d'eau des terrains perméables comme des agents d'érosion très peu énergiques.

Le plus parfait exemple de ces rivières est la Somme. Toutefois, lorsqu'on creuse le sol tourbeux de la vallée de ce fleuve, on trouve des couches de sable et des graviers qui attestent, pour une époque antérieure, une puissance considérable du débit. Ces dépôts datent du temps où la Somme creusait son lit, dont la forme et la puissance actuelles se ressentent ainsi de l'influence du passé.

Infiltration à travers des roches dures. — Au point de vue de la perméabilité, il faut distinguer les terrains purement sablonneux et ceux qui sont composés de calcaires et de grès solides. Les nappes d'eau des sables apparaissent régulières et continues ; les grès et les calcaires restent souvent compacts dans la profondeur, et l'eau n'y forme pas de nappes continues, elle se concentre dans des poches ou dans des crevasses. L'écoulement de ces nappes se fait alors par des fissures de la roche. La fontaine de Vaucluse est le type de ces sources qui sortent d'une grotte ou d'une fente au pied d'un escarpement calcaire. Dans la région des Causses, des sources analogues sortent à la base de falaises calcaires. D'après M. Martel, elles ne débitent pas le produit de grands réservoirs, mais résultent de la réunion de minces ruisselets qui, gonflés par des apports d'infiltration, coulent tout le long des parois des pentes. Ces eaux finissent par former des rivières souterraines qui circulent jusqu'à ce qu'une issue se présente. Ainsi, dans les terrains solides, les dislocations du sol jouent un grand rôle en dirigeant, pour ainsi dire, le travail des eaux infiltrées.

Dans les terrains calcaires, le régime des sources offre de même certaines particularités remarquables. Lorsque les eaux d'infiltration ne pénètrent pas dans le sol par toute la

surface qui reçoit la pluie, l'infiltration ne s'effectue qu'en certains points, et souvent l'eau ne réussit à s'infiltrer qu'après avoir accompli de longs trajets à l'état d'eau sauvage. En second lieu, il arrive souvent qu'en raison de la nature des terrains, le bassin de la nappe d'infiltration comprend des poches, des cuvettes, des couloirs, que les premières eaux infiltrées devront remplir en passant de l'une à l'autre avant d'atteindre les orifices de sortie. C'est pourquoi, tant que l'apport des pluies est faible, le débit des sources est médiocre et régulier. Si une crue survient, le débit augmente, jusqu'à ce que toutes les cavités soient complètement remplies, à ce moment l'écoulement des sources s'accroît et les poches, qui fussent restées pleines si les pluies avaient continué d'être modérées et régulières, se vident rapidement. Ces phénomènes s'observent dans beaucoup de pays calcaires, notamment sur les plateaux crayeux de la Basse-Normandie.

Nappes jaillissantes. — Toute la partie des masses d'eau située au-dessous des vallées profondes reste emmagasinée dans le sol, dont les différentes couches sont ainsi saturées d'eau. C'est pour cela que, dans les grottes ou dans les mines, on voit l'eau suinter constamment sur les parois, même en l'absence de toute fissure. Ainsi, une assise perméable de sable affleurant sur une étendue suffisante, deviendra, dans la profondeur, un réservoir d'eau. Lorsque, à partir de son point d'affleurement, la couche sableuse s'enfonce sous des assises imperméables, la nappe d'eau souterraine, forcée de suivre l'inclinaison du sable qui la renferme, acquerra une pression d'autant plus forte, qu'elle descendra plus bas. Si donc on met en communication ce point avec la surface, non seulement le trou de sonde se remplira d'eau, mais cette eau jaillira au dehors, pour peu que le point d'affleurement du trou de sonde soit inférieur au niveau d'affleurement de la couche sableuse. Théoriquement, la hauteur du jet d'eau devrait être celle du point d'affleurement de la couche sableuse (principe physique des vases communiquants). Pra-

tiquement, la résistance de l'air et les frottements opposent à la pression hydrostatique une résistance qui n'est pas négligeable.

Un puits foré, dans ces conditions, est dit *puits artésien* (1).

Le débit d'un puits artésien dépend de la hauteur à laquelle on laisse s'accomplir l'ascension de l'eau. Si, dans un même bassin, on fore plusieurs puits artésiens, et que la somme de leurs volumes ne représente qu'une fraction du volume total de la masse souterraine, le volume de celle-ci ne changera pas beaucoup, et, dans ces puits, l'eau se tiendra au même niveau que s'il n'y en avait qu'un seul. Cependant, si les puits sont rapprochés les uns des autres, chacun d'eux influe sur les autres. Ainsi, à Paris, le forage du puits de Passy a abaissé le débit du puits de Grenelle, et le sondage de la raffinerie Say a influé sur les deux autres. Ce fait ne peut s'expliquer que par le voisinage des puits, car, tous ensemble, ils ne débitent pas plus de 20 000 mètres cubes en vingt-quatre heures, ce qui n'est qu'une très petite fraction du volume total de la nappe souterraine.

Rivières souterraines et grottes. — Nous avons vu que, si les eaux de pluie s'infiltrent, par des fissures, dans un massif de calcaires compacts, elles s'accumulent dans les poches que la roche peut présenter intérieurement. Ces fissures peuvent communiquer les unes avec les autres, et s'il arrive que la nappe trouve un écoulement au dehors, un courant s'établit des divers points où se fait l'infiltration jusqu'aux orifices de sortie. L'existence de ces cours d'eau souterrains n'est révélée que par une source, pouvant, par son débit, donner naissance à un cours d'eau important.

L'érosion produite par les rivières souterraines amène la

(1) Le bassin de Paris est une région favorable au creusement de ces puits. Il y en a trois dans Paris même : celui de Grenelle (548 mètres), celui de Passy (580 mètres) et celui de la raffinerie Say (600 mètres).

formation de cavités plus ou moins vastes ou *Grottes*. Celles-ci résultent à la fois du phénomène d'infiltration et de l'action torrentielle d'une rivière. Et, ici encore, comme pour les torrents et les rivières, le creusement a exigé, dans le passé, une énergie que le régime actuel ne peut déployer; il faut encore admettre, à une époque antérieure, un excès notable de précipitations atmosphériques, propre à accroître la puissance d'action des eaux.

La grotte la plus remarquable du monde entier est *Mammoths cave*, dans le Kentucky. On l'a explorée sur 15 kilomètres de profondeur; elle contient tout un système de lacs et de rivières, à divers étages.

Dans les Alpes de la Carniole et de l'Istrie, le régime des grottes est exceptionnellement développé (1). En Belgique, les grottes du Ham, parcourues par la Lesse, atteignent 70 mètres de hauteur.

Dans le midi de la France, le grand plateau calcaire des Causses est creusé d'une quantité de grottes qui ont été explorées, dans ces dernières années, par M. Martel, et dont les plus remarquables sont celles de Dargilan, des Baumes-Chaudes (Lozère), et celle de Bramabiau (Gard), que parcourt sur 700 mètres la rivière du Bonheur (2).

L'érosion qui donne naissance aux grottes produit aussi, dans les pays calcaires, des cavités en entonnoir où viennent se perdre les eaux; ce sont les gouffres et les abîmes, désignés sous les noms les plus divers suivant les pays. Étant donné la pauvreté des précipitations atmosphériques actuelles, il est impossible d'attribuer aux pluies la totalité des effets observés. C'est le cas, par exemple, des gouffres de la Grèce et de l'Illyrie, où elles ont, à l'époque présente, une intensité tout à fait insuffisante pour qu'on leur accorde une énergie capable de telles manifestations.

(1) Consulter E. Reclus, *la Terre*, vol. I.

(2) Voir pour ces explorations : Martel, *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, décembre 1888; *Club alpin*, *Société de géographie*, 1888 et 1889, et le *Tour du monde*, décembre 1890.

La pénétration des eaux de pluie amène souvent des mouvements qui altèrent le relief superficiel. Ces mouvements sont les éboulements et les glissements qui se produisent sur le flanc des vallées, ou des effondrements qui creusent des cavités profondes.

Lorsque, dans un système de montagnes, des roches fissurées reposent sur une couche imperméable, l'eau, issue de la fonte des neiges, s'infiltrant dans les crevasses, s'y accumule en quantités considérables et, sous l'influence de la pression acquise, s'efforce de s'échapper suivant le plan de jonction des deux surfaces de roches. Les couches argileuses, imbibées d'eau, se délayent, forment une boue liquide incapable de résister à la pression, et il peut se produire des éboulements considérables comme celui du Rossberg en Suisse, qui engloutit, en 1806, trois villages et coûta la vie à quatre cent soixante personnes.

Quand de tels éboulements se produisent, la stratification des massifs est profondément modifiée. Les strates sont inclinées, renversées, ou tordues ; elles prennent des sinuosités et des courbes comme celles qu'on observe dans les pays où l'écorce a subi de fortes compressions latérales. C'est pourquoi, dans les régions soumises à l'érosion fluviale, le géologue n'attache qu'une médiocre importance à l'inclinaison des couches, quand il les étudie sur une paroi capable de glisser.

Les rivières souterraines agrandissant progressivement les cavernes qui jalonnent leur cours, celles-ci s'effondrent fréquemment, et de cette manière se forment à la surface du sol les gouffres et les entonnoirs dont il a déjà été question. En Illyrie, par exemple, on peut observer de ces entonnoirs qui, de place en place, indiquent la direction des rivières souterraines ; quelques-uns de ces gouffres d'effondrement se remplissent d'eau pendant la saison pluvieuse. Par l'effet de la pression des nappes inférieures, cette eau ne s'écoule que lorsque la saison sèche étant revenue, le cours d'eau souterrain a retrouvé son lit normal.

§ 2. Actions réparatrices.

Alluvionnement. — Les rivières, durant la période de creusement du lit, déplacent des matériaux solides dans le sens du courant. Une rivière divagante ne change de lit qu'en détruisant ses berges dont elle transporte les débris en aval. Si stable que soit le régime d'un fleuve, il charrie toujours, lors des grandes pluies, une certaine quantité de limons et de graviers. Ce travail mécanique et réparateur du cours d'eau est l'*alluvionnement*.

Le résultat général de l'alluvionnement est qu'une rivière dégrade ses berges concaves pour en déposer les matériaux sur les rives convexes, car la concavité est le point où s'exerce le principal effort de l'eau courante, laquelle tend constamment à détruire l'obstacle contre lequel elle vient se briser. Sur la convexité de la rive se produisent, au contraire, des remous favorables au dépôt des corps solides. Pour cette raison, la rive concave d'une rivière est le plus souvent taillée à pic, tandis que la rive convexe forme une presqu'île à pente douce sur laquelle s'accumulent les graviers, les sables et les limons. Ces promontoirs n'ont aucune stabilité, les déplacements du cours d'eau pouvant l'amener à s'y frayer un nouveau lit. Alors les matériaux déposés sont transportés plus loin en aval, et le cheminement de matière solide s'accomplit soit directement, le courant faisant rouler les cailloux sur le fond avec une vitesse dépendant de la pente du lit, soit par entraînement, le courant transportant des sables avec des vases fines que l'eau tient en suspension.

La conséquence de ce transport continuel par les rivières est la formation des matériaux d'alluvions : sables, graviers et cailloux roulés.

Matériaux des alluvions. — Les éléments quartzeux, qui se réduisent difficilement en poussière très fine, fournissent des petits grains durs qui, par frottement, agissent sur les

autres pierres entraînées. Dans ces conditions, les blocs, frottés les uns contre les autres, polis par les grains de quartz, arrondissent peu à peu leurs angles.

Il faut observer que les cailloux ainsi roulés dans des cours d'eau non torrentiels n'ont pas la forme habituelle des galets marins, qui résultent, eux, d'une perpétuelle mise en suspension dans de l'eau fortement agitée. Les cailloux roulés par les rivières ont leurs angles arrondis, mais conservent la forme qu'ils avaient au moment où ils ont été arrachés à une roche. C'est ainsi que les fragments de granite et de basalte ont une tendance à s'arrondir ; les silex ne prennent pas de forme particulière, mais se recouvrent, au bout de peu de temps, d'un enduit jaunâtre caractéristique. Les calcaires, issus toujours de couches stratifiées se débitant en plaques, prennent une forme discoïde.

Si, au contraire, les cailloux ont été charriés par une rivière torrentielle, ils ne diffèrent pas de ceux qu'on observe sur le littoral de la mer. D'ailleurs, dans ces rivières, l'usure des cailloux est extrêmement rapide. Sur un cours d'eau à pente forte, un parcours de 5 à 6 kilomètres réduit de $0^m,20$ à $0^m,02$ le diamètre de tous les blocs de gneiss et de micaschiste. Ces matériaux sont réduits à l'état de limon et de grains fins au bout d'un parcours double. Un trajet de 1000 à 1500 mètres désagrège le grès. Il en est de même de la dioritine après un parcours de 3 à 5 kilomètres (1). Ainsi l'Hérault, après un cours de 40 kilomètres, ne renferme plus trace des gros blocs de calcaire que lui amènent ses affluents (Duponchel). Cet exemple suffit à montrer l'importance du rôle de la pente et de la vitesse dans la formation des matériaux d'alluvions. Ajoutons qu'une vitesse de $1^m,20$ suffit à déplacer des cailloux de la dimension d'un œuf ; l'énergie d'une eau animée d'une vitesse de $1^m,80$ déplace des pierres plates. Or, nous avons vu que la vitesse au fond est environ la moitié de la vitesse à la surface ; c'est

(1) Fayol, *Études sur le bassin houiller de Commentry*. Paris, 1886.

pourquoi nos grands fleuves, dont la vitesse superficielle est en moyenne de $1^m,50$, ne déplacent que des graviers. La Seine, entre autres, ne déplace que des sables fins ; sa vitesse est de $0^m,50$ en temps normal. Cela explique pourquoi les cavités qu'on creuse sur ses bords se remplissent exclusivement de sable fin.

Rôle des crues. — Lorsqu'une crue se produit, les rivières se répandent rapidement sur leur lit majeur, et la puissance du courant est souvent assez grande pour que des cailloux et des graviers soient entraînés au milieu de la masse débordée. Mais à l'accroissement transversal de la nappe d'eau correspond une diminution de vitesse telle, que les matériaux lourds ne s'y maintiennent pas en suspension. Ils se déposent donc et forment, par leur agglomération, les *alluvions des crues*.

Au moment où un cours d'eau déborde, les eaux franchissant les rives du lit mineur, leur vitesse s'amortit soudainement; les matériaux les plus lourds se déposent tout de suite, et le dépôt se fait en couches inclinées, à cause de la rapidité avec laquelle le courant débordant laisse tomber sa charge dans une nappe calme ; les sables peuvent être transportés plus loin, et les limons ne se déposent que lorsque l'eau est devenue stagnante ; ce qui n'a lieu qu'à une certaine distance du lit mineur.

La variabilité de la force du courant, les déplacements des alluvions, empêchent la formation de véritables strates, mais favorisent celle d'amas dans lesquels les cailloux et les graviers alternent avec des sables fins. La violence avec laquelle ils se déposent empêche la conservation des débris organiques, et l'on n'y trouve guère que des ossements ou des dents ; mais quelquefois, dans les sables fins, on découvre des coquilles fluviatiles assez bien conservées pour que la détermination en soit possible.

Il résulte de ces observations que les alluvions déposées de la sorte produisent, sur les rives du lit mineur d'une rivière, une sorte de digue plus élevée que le reste du lit ma-

mécanique est augmentée. Il ne se formera donc pas d'alluvions au-dessous d'un confluent; c'est à la pointe même, là où les remous se produisent dans une eau superficielle et à l'abri d'une langue de terre, que les matériaux d'alluvions se déposeront. Telle est la raison pour laquelle on voit le promontoire s'allonger, à condition, toutefois, que le confluent se fasse dans une plaine et sous une pente qui laisse les matériaux se déposer. C'est aux dépens du moins important des cours d'eau que s'accomplit l'allongement de la langue de terre, aussi la rivière la plus petite dévie-t-elle et s'allonge-t-elle parallèlement au fleuve principal. Ce cas est présenté par beaucoup d'affluents du Rhin dans la plaine comprise entre Bâle et Mayence. Sur un trajet plus ou moins long, ils coulent parallèlement au grand fleuve, tout en n'étant séparés de lui que par une plaine basse. Dans les montagnes, au contraire, les affluents débouchant dans le cours principal sous un angle presque droit, on ne trouve presque pas d'alluvions (1).

EMBOUCHURES DES FLEUVES. — Tout cours d'eau qui n'est pas un affluent d'un autre cours d'eau débouche dans un lac ou dans l'Océan.

Dans la république Argentine et dans l'Asie centrale, on trouve quelques exceptions à cette règle. Soit à cause d'une pente insuffisante, soit à cause d'une évaporation trop intense, certaines rivières de ces contrées se perdent dans des lagunes dont les contours varient avec les saisons. Nous laisserons de côté ces cas exceptionnels pour ne nous occuper que du travail des embouchures, qui est un facteur très important de l'ensemble des actions d'édification terrestre effectuée par les eaux courantes.

EMBOUCHURE DANS UN LAC. — Nous avons vu que lorsqu'un torrent arrive à l'extrémité de son canal, sa vitesse s'amor-

(1) E. Reclus, *la Terre.*

tissant brusquement, il dépose, sous forme d'un cône de déjection, les matériaux qu'il charriait. Il en est à peu près de même pour une rivière qui, débouchant dans un lac profond, perd soudain toute sa vitesse ; seulement, le cône de déjection, au lieu de se former à l'air libre, se construit en eau calme. Les éboulements ultérieurs n'étant pas à craindre, l'arrangement des matières s'effectue plus régulièrement qu'au débouché d'une rivière torrentielle dans une vallée.

Il se formera donc, en avant de l'embouchure et des deux côtés du courant, un cône de matières qui empiète sur la superficie du lac, tandis que, s'accroissant verticalement, il tend à atteindre la surface de l'eau. A ce moment, la végétation y prend pied et la vallée s'augmente d'un terrain en forme de triangle, dont le sommet est tourné vers l'amont, tandis que la base est une courbe à convexité tournée vers le milieu du lac. Un pareil triangle est un *delta lacustre*.

Formation d'un delta lacustre. — Pour bien faire comprendre la formation des deltas lacustres, nous ferons remarquer que lorsqu'un corps tombe en eau calme, sa vitesse s'accroît d'abord jusqu'à un certain point, puis atteint une valeur constante, qui dépend du volume et de la densité du corps, et diminue quand la surface de celui-ci s'accroît. Les corps lourds et grossiers tombent à peu près suivant la verticale, tandis que les autres s'en écartent d'autant plus qu'ils sont plus légers.

D'après cette loi, les matériaux charriés par un cours d'eau jusqu'à un lac se distribueront autour du point d'arrivée suivant une surface conique, dont l'arête sera d'autant plus inclinée qu'ils seront plus lourds. Ainsi se combleront tout d'abord les parties profondes du lac, puis le dépôt atteignant le voisinage de la surface se recouvre d'une masse d'alluvions. Toute modification dans le débit, la vitesse et la direction du cours d'eau, tout changement dans la composition et la quantité des matières transportées, laissent une trace discernable dans le dépôt.

Caractères des deltas lacustres. — L'inclinaison de l'arête

d'un delta lacustre peut atteindre quarante-cinq degrés. On y observe des zones de sable fin et de limon, correspondant à l'étiage de la rivière, et des zones de gravier correspondant aux crues. Remarquons que, dès l'instant où le cône de déjection a pris sa pente normale, les gros galets ne peuvent se déposer qu'à la surface, suivant laquelle la vitesse du courant devient, tout d'abord, insuffisante pour déplacer de gros matériaux. Donc, à mesure que le cône s'étendra dans le lac, sa surface se recouvrira de cailloux roulés qui, servant de point d'appui aux alluvions, contribuent très efficacement à la conquête de la terre ferme sur le domaine du lac.

De sorte que le trait caractéristique de la composition des deltas lacustres sera la superposition d'une strate de gros galets presque horizonzale à des couches inclinées de gravier et de sable entremêlés. De plus, l'accroissement continuel des dépôts amènera naturellement les couches de matériaux volumineux à recouvrir les strates sableuses ou limoneuses. Pour conclure à une formation de delta lacustre, le géologue devra donc reconnaître des assises alternatives de sable fin et grossier déposées sous une inclinaison variable et subordonnées à une couche horizontale de galets roulés.

A la vérité, un pareil delta se produira aussi en mer chaque fois qu'il n'y aura ni marées ni courants assez forts pour disperser les matériaux apportés. Seulement, si faible que soit l'agitation des vagues, elle maintient les sables fins en suspension dans l'eau et empêche le talus d'atteindre la même régularité que dans un lac. Aussi l'arrangement des matériaux sera-t-il plus confus et la grosseur des galets sera-t-elle le caractère principal des deltas formés par une rivière torrentielle se jetant dans la mer.

Remplissage des lacs. — Souvent, les lacs placés sur le trajet d'une rivière résultent simplement de barrages opposés au cours de l'eau par des moraines, ou par des affleurements de roches dures que l'eau n'a pu entamer immédiate-

ment, le travail d'érosion peut ou creuser un couloir, ou rompre l'obstacle. En ce cas, le lac se vide et son existence n'est plus décelée que par des dépôts d'alluvions, anciens deltas, que l'on retrouve sur les bords d'un élargissement de la vallée.

En tout cas, il faut un temps appréciable pour qu'un barrage cède à l'action de l'eau et, pendant ce temps, la rivière, à son embouchure dans le lac, forme un delta, si la profondeur de celui-ci le permet. De la sorte, naît une plaine d'alluvions qui gagne sur le lac, surtout si le niveau de ce dernier s'abaisse, et dont la pente est peu sensible à l'œil, puisque c'est celle même du cours d'eau. Le fait de l'existence du lac détermine la formation de la plaine alluviale, laquelle peut se produire encore en arrière d'un barrage solide, durant le temps que la rivière met à s'y frayer un passage.

Lacs profonds. — Lorsque le cours d'eau ne peut pas surmonter le barrage, ce qui est le cas des nappes d'eaux profondes, il ne s'ensuit pas forcément que le niveau d'un lac soit absolument stable. En effet, le déversoir ou émissaire qui est, à cause de la pente du couloir, presque toujours torrentiel, creuse peu à peu son lit et il amène un abaissement progressif du niveau de l'eau. Les abaissements successifs de ce niveau laissent pour traces des terrasses d'alluvions, comme on en trouve étagées sur les rives du lac Léman. Cette diminution du niveau de la surface du lac s'effectue par saccades au fur et à mesure des progrès du creusement du couloir. Si le cours d'eau, à sa sortie du lac, parcourt une plaine qu'il ne peut entamer et s'il reçoit un affluent torrentiel, le cône de déjection de celui-ci forme un obstacle de plus au déversement du lac et le niveau de ce dernier s'élève en reculant vers l'amont. De cette manière, des vallées saines deviennent rapidement marécageuses et malsaines.

Correction d'une rivière. — On remédie à cet inconvénient par certains travaux dont l'ensemble est désigné sous le nom

de *correction des rivières* (1). Puisque l'affluent dont les apports obstruent la sortie de la nappe lacustre est torrentiel, c'est dire que sa pente est rapide, on sacrifiera donc une partie de la pente en creusant jusqu'au lac un canal qui fera déboucher l'affluent en amont du confluent naturel. Non seulement on débarrasse le déversoir de l'obstacle apporté à son cours et l'on assainit la région de jonction, toujours marécageuse, mais on ajoute à son courant le courant de l'affluent, ce qui peut lui donner une puissance assez grande pour creuser son canal. De là résulte un abaissement de la surface lacustre, et un assèchement des rives que l'eau tendait à envahir.

Pour ne citer qu'un exemple, c'est par un semblable travail de correction, qu'on a pu abaisser de 2 mètres le niveau du lac de Neufchâtel, abaissement qui a mis à découvert d'anciennes stations lacustres (2).

Embouchure dans l'Océan. — Chaque cours d'eau se jette dans la mer par une échancrure de la côte, ou *estuaire*, dont la largeur, la profondeur et les contours représentent l'œuvre accomplie conjointement par la mer et par le fleuve, non seulement pendant l'état actuel de ce dernier, mais pendant la période du creusement. Aussi, observe-t-on, sauf dans le cas de rivières torrentielles, qu'un estuaire occupe un espace plus considérable que ne l'exige la masse d'eau versée à la mer.

Lorsqu'un fleuve ne creuse plus son lit, la vitesse du courant s'amortit, dans l'estuaire, par le fait d'une rencontre avec la mer, et par la nécessité pour le cours d'eau de s'étaler sur une large surface. Donc, les matières solides tenues en suspension se déposeront sur le fond et l'estuaire sera une zone d'équilibre.

(1) Ces opérations ont été pratiquées, dès le treizième siècle, par les Augustins d'Interlaken.

(2) Dausse, *Études relatives aux inondations*. Paris, 1872.

Les conditions de dépôt sont très différentes, suivant le régime de la mer où débouche le fleuve, suivant le débit de celui-ci et la forme de la côte.

Lorsque l'embouchure est large, longue et profonde, le jeu des marées disperse les éléments déposés (*estuaires proprement dits*). Si la côte est plate et le régime des marées faible, il se forme des *limans* qui se comblent peu à peu sur les bords. A chacun des cas correspond une catégorie spéciale de dépôts.

La vitesse des grands fleuves, au voisinage de l'embouchure, est en général faible, même en temps de crues; aussi l'eau ne tient-elle en suspension aucune matière lourde, mais uniquement de la vase, des sables fins et de petits graviers. Malgré cela, sa densité reste plus petite que celle de l'eau de mer (1), et l'eau des rivières, à l'embouchure, forme à la surface une mince couche sous laquelle l'eau de mer passe à la marée montante.

Précipitation des matériaux. — L'eau de mer possède la propriété de se clarifier beaucoup plus vite que l'eau douce (quinze fois environ). Des expériences très précises ont montré que les matériaux transportés par un fleuve dans la mer ne restent pas en suspension, même quand les marées ou les courants les déplacent après un premier dépôt. Aussi, la seule arrivée des sédiments dans l'eau salée détermine-t-elle leur chute et, au point où s'établit un équilibre entre la force du courant et l'action de la marée, s'effectue-t-il un dépôt de matière. Mais, suivant l'heure, ou la violence de la marée, ce dépôt est particulièrement mobile, il s'avance plus ou moins en dehors de l'estuaire formant une *barre* qui, en raison de ses déplacements, est un obstacle à l'entrée du fleuve. Il est clair que le volume de cette barre ne peut s'accroître au delà de toute limite. Les matières en

(1) D'après Elie de Beaumont, l'eau d'une rivière trouble diffère moins, par sa densité, de l'eau pure, que de l'eau à + 15 degrés ne diffère d'eau prise à + 10 degrés.

excès sont, ou rejetées au large et entraînées par les courants, ou déposées vers l'amont, pour former les dépôts dits d'estuaires, composés de sables et de graviers fins. En amont de la barre, ces dépôts sont sableux, ou vaseux, et disposés en strates horizontales. Ils sont caractérisés par une faune particulière, dite *faune d'eau saumâtre*, comprenant des animaux et surtout des Mollusques, capables de s'accommoder d'un degré de salure très variable (1).

Un bon nombre d'estuaires sont caractérisés par la continuation, sur le fond de la mer, de la pente du fleuve, qui constitue une *vallée sous-marine*. Il est impossible que celle-ci ait été creusée par le fleuve dans son état actuel, car la capacité d'érosion disparaît dès son entrée en mer, ce n'est pas non plus l'œuvre des vagues qui n'ont, comme nous le verrons au prochain chapitre, qu'une action de nivellement. On peut expliquer ces vallées sous-marines par l'action du creusement du fleuve, à une époque où le niveau de l'embouchure était plus élevé qu'actuellement. Mais, dans certain cas, le maintien d'un canal sous-marin est dû, simultanément, à la puissance du courant propre du fleuve et à celle de la marée qui le remonte aux heures de flux.

DELTAS MARITIMES. — On donne le nom de *delta maritime* à un dépôt formé dans la mer à l'embouchure d'un fleuve, exactement comme nous avons vu se former un delta lacustre.

Conditions de formation. — Pour qu'un delta maritime se produise, il faut que le jeu des marées soit peu considérable, et que la mer où débouche le fleuve ne soit pas traversée par des courants violents, de façon que les matières déposées dans l'estuaire ne soient pas trop violemment remaniées. Dans ces conditions, l'estuaire se comble lentement et les sédiments apportés par les crues gagnent sur le domaine

(1) En Europe, les meilleurs types d'estuaire sont la Gironde, la Seine, la Somme, la Tamise en aval de Londres. En Amérique, le fleuve des Amazones, le rio de la Plata, le Saint-Laurent.

de la mer. Il se constitue alors, comme à l'embouchure lacustre d'une rivière torrentielle, un dépôt en forme de triangle, dont la pointe est tournée vers le fleuve, et la base, convexe, vers la haute mer. D'autre part, dans une mer à marées faibles, une embouchure large et peu profonde joue le même rôle qu'une plage basse, et les vagues y édifient ce que nous nommerons plus tard un *cordon littoral*, c'est-à-dire un barrage limoneux ou sableux, à condition, toutefois, que la puissance du courant d'eau douce soit insuffisante pour repousser ces matériaux. Ainsi, dans les conditions que nous venons d'indiquer, un estuaire est toujours destiné à se fermer du côté de la mer par un *cordon littoral* édifié par les vagues et qui ne laisse en son milieu que le passage du cours d'eau, et la région située en arrière de ce cordon doit se combler par les dépôts du fleuve, puisqu'elle n'est, en somme, qu'un lac peu profond dans lequel la vitesse de l'eau s'amortit immédiatement.

Le remplissage de ce lac se fait de proche en proche depuis la pointe d'amont de l'estuaire. L'ancienne embouchure est assez vite obstruée de sables, à travers lesquels le fleuve se fraye une ou plusieurs voies. Le sommet de l'estuaire est un centre à partir duquel le fleuve envoie des branches qui, lors des crues, jettent, suivant le processus étudié plus haut, sur les deux rives, des couches confusément stratifiées de vase, de sable et de graviers, qui remplissent peu à peu l'ancienne embouchure.

Delta marin. — Quand la surface de l'estuaire a été ainsi acquise à la terre ferme, le fleuve transporte ses alluvions au delà du cordon et travaille à conquérir une nouvelle étendue du territoire marin. Si les marées sont insignifiantes, si aucun courant longeant le littoral ne vient enlever les dépôts sableux ou vaseux, un *delta marin* prend naissance. Les conditions de sa formation sont, comme on le voit, à peu près les mêmes que celles du delta maritime. Ces conditions étant réalisées, et la pente du fond au delà du cordon restant douce, le point où le cours d'eau franchit le cordon littoral

devient un second centre, à partir duquel le fleuve se creuse dans la mer un lit variable à travers les alluvions qu'il y dépose.

Delta direct. — Ainsi va se former un delta nouveau de forme vaguement triangulaire et tournant vers le large une base convexe. La surface du nouveau delta ajoutée à celle de l'estuaire déjà comblé constitue un *delta direct.*

Le temps nécessaire à la conquête d'une portion de surface occupée primitivement par la mer est beaucoup plus long dans la formation du delta marin que dans le comblement d'un estuaire ; car, même en l'absence de marées, l'action seule des vagues disperse les sédiments. Souvent même ces derniers ne s'accumuleraient pas, si des troncs d'arbres flottés par le fleuve ne formaient, par leur agglomération, comme des radeaux fournissant aux dépôts un point d'appui suffisant. De la sorte se forment les îles flottantes qui s'ajoutent à la terre ferme, quand la pourriture des troncs d'arbres ne favorise pas leur destruction. Cet appui est encore plus résistant quand la végétation, ayant pris possession des alluvions émergées, les fixe et leur permet de résister à l'assaut des vagues. C'est là un bon exemple de l'aide que la végétation apporte aux travaux d'accroissement des domaines continentaux.

Delta indirect. — Nous avons vu que la condition primordiale du comblement d'un estuaire est la médiocrité des marées et la faiblesse des courants parallèles au littoral. Donc, lorsqu'un fleuve débouche dans une mer à marées fortes, ou traversée par des courants violents, l'obstruction de l'estuaire est impossible. Cette règle admet cependant une exception, quand la puissance du cours d'eau est excessive et que les crues qu'il subit ont une puissance telle, qu'elles refoulent la mer.

Il se forme alors, en avant de l'embouchure, une barre qui peut émerger en partie et constituer un point d'appui pour la vase et le sable. Un delta naîtra ainsi aux dépens des sédiments du fleuve ; mais, à l'inverse de ce qui se passe

dans les deltas directs, l'acquisition continentale a lieu d'aval en amont. C'est un delta *indirect*.

D'après ce mode de formation, on peut comprendre que le caractère d'un tel delta est l'instabilité. D'abord, le sol qui le constitue, au lieu d'être appuyé de part et d'autre à la terre ferme, n'a pour soutien qu'un banc de sable, une sorte de digue, formée de matériaux légers et par conséquent mobiles. En second lieu, lorsque le temps des crues est passé, le dépôt ne reçoit aucun apport suffisant pour réparer les brèches produites par l'action des vagues. Aussi les deltas indirects prendront-ils naissance, de préférence, au fond de golfes; on n'en connaît aucun sur une côte droite. C'est aussi pourquoi le fleuve des Amazones, malgré la puissance extrême de son débit, est incapable d'édifier autre chose qu'une barre sans cesse détruite par les courants et les vagues de l'Atlantique.

Types de deltas. — I. *Le Nil.* — Comme exemple de delta direct, le plus net et le plus instructif est celui du Nil. Il a un dessin très régulier; c'est un triangle à base convexe dont le sommet est aux environs du Caire à 200 kilomètres de la côte. Tout l'espace compris entre cette ville et la mer est parcouru par des branches du fleuve, dont aujourd'hui deux seulement ont de l'importance : celle de Damiette à l'Est, celle de Rosette à l'Ouest.

La base du delta est une courbe convexe, et la côte, sur un quart de son étendue, est directement appuyée sur les alluvions; ailleurs, c'est une mince langue de terre séparée des alluvions par quelques lagunes comme le lac Maréotis. Autour d'Alexandrie, la langue de terre est une chaîne de rochers calcaires, de formation marine, surmontée de dunes; au Nord et à l'Est, c'est un cordon littoral bien caractérisé. Les dépôts du fleuve ne dépassent ce cordon que sur deux points : à l'embouchure de la branche de Rosette, et en avant de la branche de Damiette. L'avancement annuel de ces deux points n'est en moyenne, depuis trois mille ans, que de 4 mètres par an.

De là cette conclusion que le delta du Nil est un ancien estuaire comblé, en dehors duquel la conquête sur la mer a été insignifiante. Ce comblement remonte plus loin que les temps historiques, et si le sol du delta s'est accru depuis, sa disposition générale est très ancienne. La stabilité du littoral et l'impuissance du fleuve à produire un delta indirect malgré les faiblesses des marées, sont remarquables. On peut les expliquer en remarquant que le travail d'un fleuve à son embouchure est d'autant moins actif que le cours d'eau est plus voisin de son état d'équilibre. Or, étant donné la longueur de son parcours et la basse altitude de ses sources, le Nil est, évidemment, très voisin de la stabilité. Malgré son développement immense, le grand fleuve n'accomplit qu'une œuvre géologique sans importance, et il est tel petit torrent des Alpes qui, aujourd'hui, modifie plus efficacement la surface de la terre (1).

II. *Le Pô.* — Tout autre est le delta du Pô qui, du treizième au dix-septième siècle, a gagné en moyenne 25 mètres par an sur la mer. Depuis, ce nombre s'est accru, et pour ne pas multiplier les chiffres, disons seulement que de 1819 à 1869 l'embouchure du Pô della Maestra a été portée à 5 kilomètres dans le Nord, et celle du Pô delle Tolle à 5 kilomètres dans le Sud, soit environ 100 mètres par an. La grande rapidité de cette marche doit être attribuée à l'endiguement du fleuve, par suite duquel les alluvions qui seraient employées à combler des lagunes ou à exhausser le sol de la vallée principale, sont directement déversées dans l'Adriatique.

III. *Le Danube.* — Dans la mer Noire, qui est complètement dépourvue de marées, les bouches du Danube ont conquis sur la mer au delà de l'ancien cordon littoral, un segment de cercle qui a 80 kilomètres de base et 25 de flèche. C'est un excellent type de delta marin.

IV. *Le Mississipi.* — Un quatrième delta remarquable

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie*. Paris, 1893.

est celui du Missisipi. Ce fleuve se jette dans le golfe du Mexique, dont les marées varient de 60 centimètres à 1 mètre, et ne se font guère sentir qu'à 50 kilomètres en amont de l'embouchure. C'est à 460 kilomètres de l'embouchure principale que le Mississipi commence à se diviser. La branche principale s'avance directement dans la mer au milieu de ses dépôts. Le delta présente ainsi un long promontoire qu'Élie de Beaumont comparait au cou d'une hydre. A son extrémité, le fleuve se divise en trois branches, dont deux se subdivisent en deux autres; ces branches ont de 8 à 10 kilomètres et elles s'ouvrent sur le golfe du Mexique. Les dépôts du Mississipi forment un sol marécageux couvert de roseaux; ils contiennent une immense quantité de troncs d'arbres, et l'on voit naître souvent, au milieu des vases, des monticules de boue qui se soulèvent de 2 à 6 mètres. Le centre du monticule s'affaisse et se creuse, et il en sort des gaz hydrocarbonés. L'origine de ces îles de boue (*mud lumps*) n'est pas élucidée. M. de Lapparent admet, avec M. Thomassy, que, « dans les hautes eaux, certaines nappes d'infiltration contenues au-dessous du delta actuel, dans les argiles de la période quaternaire, subissent une pression assez forte pour vaincre la résistance des vases. Elles y forment des sources artésiennes amenant au jour l'argile même qui les retient (1) ». Cette explication est muette sur l'origine des gaz hydrocarbonés qui se dégagent parfois en grande quantité.

V. *Le Gange.* — Le Gange fournit l'exemple classique du delta indirect. Ce fleuve se jette dans le fond du golfe de Bengale, en un point où les marées atteignent 5 mètres; son delta, qui ne s'accroît que pendant la période des crues, offre une surface double de celle du delta du Nil, son sommet est à 320 kilomètres de la mer et sa base a 300 kilomètres de développement. Comme le Brahmapoutra qui s'unit au Gange, au voisinage de son embouchure, est

(1) *Traité de géologie.*

beaucoup plus chargé que lui de matières terreuses, c'est dans la région orientale où les cours des deux fleuves se confondent que la conquête de la mer s'avance le plus rapidement. Enfin, le delta du Gange est très ancien, car des sondages effectués aux environs de Calcutta rencontrent encore les dépôts d'eau douce à 147 mètres de profondeur. Ce travail de comblement de l'estuaire a débuté, sans doute, avant la période historique, car tout révèle une puissance mécanique que le fleuve ne possède plus aujourd'hui.

VI. *Le Rhône*. — Nous ne pouvons terminer cette étude sans dire un mot du delta du Rhône. Il est très étendu ; les anciens y comptaient sept branches, et aujourd'hui il n'en existe que deux. La principale est à l'Est, c'est le Grand-Rhône ; l'autre, à l'Ouest, est le Petit-Rhône. Chacune d'elles est accompagnée d'un canal abandonné par les eaux. L'un est le Vieux-Rhône, à l'Ouest du Grand-Rhône ; l'autre est le Rhône mort, à l'Ouest du Petit-Rhône. Les eaux ont abandonné ces deux bras dès que l'alluvionnement en a eu élevé le niveau du lit.

Dans le delta du Rhône, le triangle compris entre les bras actuels, l'île de la Camargue, est une plaine de limon, couverte de lagunes et de marais, dont l'un, l'étang de Vaccarès, couvre près de 6500 hectares. L'endiguement du fleuve l'oblige à jeter à la mer toutes les matières qu'il charrie, de sorte que son cours s'allonge assez rapidement. La tour Saint-Louis, bâtie en 1737, à l'embouchure même du Grand-Rhône, est aujourd'hui à 8 kilomètres de la mer.

Caractères des dépôts dans les deltas. — Dans les deltas marins, les dépôts sont des limons, des sables, des graviers, ou des cailloux roulés ; le tout est mélangé de matières végétales, troncs d'arbres arrachés aux forêts, paquets d'herbes enlevés aux prairies. Il n'y a généralement pas de séparation tranchée entre les diverses catégories de matériaux. Cependant, les dépôts sont plus réguliers que ceux des deltas lacustres, parce que la partie soumise au mouvement

des vagues est plus longuement remaniée et forcée de s'étaler en couches plus inclinées, peu épaisses, et de grande surface.

M. Fayol a mis en évidence, dans ses expériences sur la sédimentation, les diverses positions que peuvent prendre les végétaux entraînés; les troncs et les portions de tiges pouvant flotter en conservant leur position verticale. Il a fait voir aussi comment les déplacements de l'embouchure d'un fleuve, qui amènent une grande variabilité dans les couches, perpendiculairement au courant, et rejettent sur le côté l'apport des matériaux, sont capables de rendre habitables pour des animaux marins, des profondeurs d'où le dépôt des sédiments les avait chassés. Ainsi, lorsque dans un delta ancien, émergé aujourd'hui, on trouve des assises contenant des coquilles marines alternant avec des sédiments d'eau douce, il sera plus rationnel d'y voir le résultat des divagations d'une branche de fleuve débouchant dans une mer peu profonde, qu'une suite alternative d'émersions et d'immersions (1).

D'après Elie de Beaumont, la formation des deltas est l'indice d'une période de repos, depuis le début de laquelle les conditions relatives de la terre ferme et de la mer n'ont pas sensiblement varié. Avant lui, Dolomieu, comparant le peu d'étendue des territoires conquis à ce qu'elle devrait être si, d'après le gain annuel, ce phénomène pouvait remonter à une haute antiquité, se proposait d'établir par là le peu d'ancienneté du globe.

Le comblement de l'estuaire et la formation du delta marin constituent deux phases de la formation d'un delta. Aussi, Elie de Beaumont soutenait-il, avec raison, que pour beaucoup des grands fleuves actuels, le travail au dehors du cordon littoral ne remonte pas à une date bien ancienne et comprise dans les temps historiques; c'est-à-dire que la conquête du domaine maritime peut dater d'un assez petit

(1) Fayol, *Études sur le bassin houiller de Commentry*, 1886.

nombre de siècles. Le comblement de l'estuaire, accompli à l'abri du cordon littoral, par un cours d'eau encore divagant, et par conséquent doué d'une puissance de transport supérieure à sa puissance actuelle, a sans doute exigé moins de temps.

Il semble donc qu'on puisse, avec quelque raison, conclure de là que la durée de la formation des deltas a dû être relativement courte, son origine n'étant pas plus ancienne que le début de l'ère de stabilité actuelle. Celle-ci se trouverait donc ne comprendre qu'un nombre assez faible de milliers d'années.

CHAPITRE III.

L'ACTION DE LA MER.

Les actions de la mer sur la surface du globe peuvent, comme celles des eaux douces, être rangées dans deux catégories : les actions destructives et les actions réparatrices. Les premières renferment uniquement l'action des vagues qui attaquent et détruisent les rivages. Dans les secondes, il faut distinguer : 1° les dépôts effectués par les courants ou par toute autre cause, le long des côtes, la mer formant un *appareil littoral;* 2° les dépôts effectués dans les régions découvertes à chaque marée (*dépôts de plages*) ; et 3° les dépôts accomplis en eau profonde et dont la sonde seule révèle l'existence. Ces derniers sont composés de boues fines, de fragments siliceux résultant de la trituration de roches calcaires, argileuses ou arénacées.

§ 1er. Actions destructives.

Erosion marine. — Sous l'action de deux agents, l'un astronomique, la *marée*, l'autre météorologique, le *vent*, la mer attaque les côtes avec une violence plus ou moins grande. Comme c'est par les grands vents, soufflant du large, que l'effort de l'Océan acquiert sa plus grande intensité, on doit dire que l'action de la mer s'exerce avec celle de l'atmosphère, et rendre à celle-ci la grande part qui lui revient dans la destruction des côtes.

Dans l'étude nouvelle que nous allons entreprendre, nous pouvons constater, encore une fois, que les phénomènes actuels résultent de la série des transformations de la terre. En effet, nous avons relaté précédemment la liaison intime

des phénomènes de circulation atmosphérique, de qui dépendent la direction et l'intensité des vents, avec la configuration du sol, la distribution des eaux et des terres. Par conséquent, le mode d'action du troisième agent destructeur, la mer, est bien soumis à l'influence de la forme de l'écorce terrestre, c'est-à-dire à des conditions dont la cause première réside dans des phénomènes accomplis autrefois.

Action des vagues. — Quand une vague se brise contre un rivage, sa force vive est encore assez grande pour soulever et déplacer, non seulement des sables et des graviers, mais des galets d'assez grandes dimensions. A la pression de la masse d'eau, mise en mouvement (1), s'ajoute l'action du choc violent des pierres, qui rend plus puissant l'effet destructeur. Les roches tendres se désagrègent rapidement, tandis que les assises dures, minées à leur base, font parfois des saillies qui surplombent, jusqu'au moment où, entraînées par leur poids, elles tombent à l'état de gros blocs.

Par ce fait, la côte, devant l'attaque du flot, recule lentement.

A égalité de circonstances extérieures, l'effort de la vague contre le rivage atteint son maximum d'intensité au pied même de la lame, au point où frappe la partie plongeante, et où le poids de l'eau et celui des galets entraînés s'ajoutent à l'effet de la vitesse acquise. Celle-ci, nulle au début du flot, est nulle aussi au début du jusant, et passe, dans l'intervalle, par un maximum qui se produit vers les trois quarts de la hauteur de la marée. En outre, la lame forme, au-dessus du niveau moyen, acquis par la mer, une saillie d'environ $1^m,20$; en temps normal, il faut donc placer un peu au-dessus de la hauteur correspondant au maximum de vitesse, le plus grand effort de la vague; c'est-à-dire aux environs de la ligne de haute mer.

(1) On attache à cette pression une valeur moyenne de 3000 à 3500 kilogrammes par mètre carré.

L'action mécanique des vagues est, comme la vitesse, nulle au début du flot, et ne se manifeste guère qu'entre le tiers et la moitié de l'intervalle qui sépare les niveaux de haute et de basse mer. Cette manifestation est d'ailleurs en rapports étroits avec le jeu de la marée. Quoi qu'il en soit, c'est dans cette région de l'intervalle en question que commence le recul du rivage, et, en ce point, se construit une

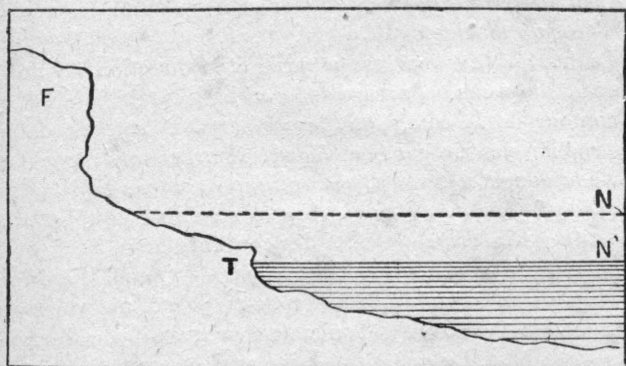


Fig. 3. — Terrasse littorale.

F. Falaise. — N. Niveau de haute mer. — N'. Niveau de basse mer. T. Terrasse littorale.

terrasse délimitant la région où s'arrête le pouvoir destructeur de la mer.

Faisant abstraction, pour un moment, de la direction et de la violence du vent, ainsi que de celles des courants littoraux qui jouent un rôle de premier ordre dans l'érosion marine, nous pouvons dire que, dans les mers à marées sensibles, la production d'une terrasse littorale, au-dessus du niveau de la basse mer, est le fait caractéristique de l'action des vagues (fig. 3).

Lorsque l'amplitude de la marée est faible, comme sur les grèves des îles océaniques, la plate-forme est simple, en

marée entretient des passes de 70 à 100 mètres de profondeur, passes à fond rocheux, tandis que dans les autres parties de la baie, le fond est vaseux ou sableux (1). C'est aussi l'action du courant de marée, jointe à celle du courant fluvial, qui entretient dans les estuaires un chenal suffisamment profond. Cependant, l'action des courants de marée ne s'exerce que dans des circonstances exceptionnelles, et la mer ne peut produire, en général, aucun creusement. C'est pourquoi, si l'on observe, sur une côte découpée, une vallée parcourue par un cours d'eau insignifiant, et que les sondages révèlent un prolongement sous-marin de cette vallée avec un profil semblable à celui d'amont, on doit admettre que la vallée a été creusée à l'air libre par des eaux torrentielles et ultérieurement submergée, par un de ces affaissements lents du sol, dont nous aurons occasion de parler.

Fjords et Firths. — Ce cas est celui des *fjords* de Norvège et des *firths* d'Écosse.

Un fjord est une vallée encaissée, dans laquelle la mer pénètre profondément. Si, à l'aide de sondages, on réunit par des courbes de niveau les régions submergées et les régions immergées, on découvre que les premières prolongent exactement les secondes et sans que la pente des versants émergés soit modifiée, de sorte que le fond du fjord est une vallée sous-marine à inclinaison plus ou moins rapide.

La profondeur des fjords est souvent supérieure à celle de la mer, non seulement sur les côtes, mais au large. La pente du fond n'est pas toujours continue et, quelquefois, on trouve à l'embouchure du fjord une profondeur moindre que dans une portion plus avancée dans les terres. Enfin, au débouché des fjords, dans la mer, se trouvent des chaînes d'îles dont l'alignement semble continuer la ligne de faîte des versants, et qui représentent, probablement, les cimes d'une chaîne de hauteurs prolongeant les falaises encaissantes.

(1) Dans la baie de Fundy, les marées sont très fortes, et le courant produit atteint 8 nœuds, soit 14 816 mètres.

D'après ce que nous avons appris de l'érosion marine, cette constitution n'est pas conciliable avec l'action des vagues. On ne peut pas non plus attribuer le creusement de ces vallées aux cours d'eau qui parcourent aujourd'hui les fjords, cours d'eau dont la vitesse et le pouvoir d'érosion sont nuls, dès qu'ils atteignent le niveau de l'Océan. La conclusion la plus admissible est que ces vallées, si exactement prolongées sous la mer, étaient des vallées continentales, avant qu'un brusque changement de niveau ait déterminé leur immersion partielle. Celle-ci a dû, en effet, être rapide, car les vagues et les agents atmosphériques n'ont pas dégradé les falaises, ni adouci les pentes, ni substitué au contour dentelé de la côte une ligne continue d'appareils littoraux.

D'ailleurs, dans l'un et l'autre hémisphère, les fjords ne se trouvent qu'aux latitudes glaciaires ; aussi, est-on porté à admettre que les glaciers ont contribué à leur creusement et probablement aussi à la protection des parois contre l'érosion atmosphérique. Nous reprendrons, d'ailleurs, cette question dans un autre chapitre de cet ouvrage. En attendant, retenons ce fait, qu'on ne doit pas attribuer la formation des fjords à un effet de l'érosion par la mer.

Types divers de l'érosion marine. — Sur les côtes de la Galice, on observe aussi des échancrures dentelées, les *rias*, qui diffèrent des fjords par le peu de profondeur de l'eau, et dont le fond est couvert, jusqu'à peu de distance du niveau de la mer, d'une vase dans laquelle les courants tracent des sillons. De pareilles formations existent aussi dans le pays de Galles, en Bretagne, etc. Dans certains cas, on peut les regarder comme des fjords auxquels a manqué la protection d'un glacier, et dans lesquels l'érosion marine a accompli son œuvre. D'autres fois, les rias résultent de la disposition particulière du littoral.

Quand un massif plissé est interrompu par la côte suivant une direction perpendiculaire à la direction générale des plis, la mer attaque les plis anticlinaux, surtout s'ils coïncident avec des affleurements de roches tendres. Il se forme ainsi

des sillons qui peuvent atteindre quelques kilomètres, et dont la profondeur est modérée, surtout s'il n'y débouche aucun cours d'eau.

De même que les eaux torrentielles, les vagues peuvent produire des marmites de géants. Sur les terrasses d'érosion, l'intersection de la surface avec les plans verticaux de division de la roche, forme une ligne de fentes. Lorsque la roche est suffisamment dure, l'usure de la terrasse ne se produit que suivant les fentes, et il peut en résulter des cavités où se logent de gros galets. Quand ils y sont assez enfoncés pour n'en pouvoir plus sortir, chaque retour de la vague leur communique un mouvement rotatoire qui favorise l'approfondissement de la cavité et le polissage de ses parois. Pour que ces appareils se creusent sur un rivage, il faut que de gros blocs d'une roche dure tombent à la base d'un escarpement et y soient mis en mouvement par une mer particulièrement agitée. En effet, on observe très généralement que ni les graviers, ni les galets, ne s'accumulent au pied d'une côte abrupte. Remaniés constamment par les vagues, ils s'usent contre la paroi en la détruisant. Quand leurs dimensions sont devenues assez faibles pour que les courants littoraux puissent les transporter, ils deviennent un élément de ces dépôts sédimentaires, que nous allons étudier maintenant.

§ 2. Actions réparatrices.

Appareils littoraux. — La mer arrache à ses rivages de menus débris (sables, vases, graviers) et des blocs volumineux (galets). Les sables et les graviers forment, en avant de la plage, une zone de dépôts littoraux (dépôts arénacés, dus à l'action de la mer, sur des roches siliceuses, telles que le granite) ; les vases, entraînées à quelque distance du bord, vont se déposer dans les régions où l'agitation des flots est toute superficielle (dépôts argileux provenant de la désagrégation de roches où dominent les silicates d'aluminium).

Les galets restent près du rivage, perdent leurs arêtes vives par suite du frottement qu'ils éprouvent contre les graviers et contre les autres galets.

La direction des vagues est déterminée par la forme générale de la côte, l'alignement de la plage et le sens de propagation de la marée. Ces causes donnent aux vagues une direction oblique; celle des composantes de cette direction qui est parallèle au rivage imprime aux matériaux transportés une direction parallèle à la côte. De cette façon, les galets cheminent le long d'une côte abrupte, jusqu'à la rencontre d'un obstacle qui détermine leur arrêt (1).

Outre cette action progressive des vagues, les courants qui règnent constamment au large de la plupart des côtes entraînent les sables et les graviers, de sorte que les matériaux arrachés à un littoral s'éloignent de leur lieu d'origine, il en est de même pour les sédiments fluviaux qui n'ont pas pris part à la formation des deltas (2). Les matériaux tenus en suspension dans l'eau de mer gagnent ainsi, soit des échancrures, soit des régions plates du littoral. Alors, ou ils se déposent à l'entrée des golfes et des baies, en des points de profondeur médiocre, où l'agitation des flots est peu sensible et où les courants ne pénètrent que peu et en formant des remous, ou encore, rencontrant une côte plate, ils sont projetés sur le rivage et forment les levées de galets sur lesquelles nous allons revenir.

Graviers et galets parvenus au devant des échancrures littorales tombent brusquement, surtout au pied des promontoires et des presqu'îles qui leur offrent un abri solide.

(1) C'est ainsi qu'à Dieppe les galets longent la falaise occidentale et viennent s'accumuler obliquement sur la plage. Ils construisent ainsi à l'embouchure de l'Arques une digue qui obstruerait ce cours d'eau, si l'on n'avait eu soin de limiter cet empiètement par des épis protecteurs.

(2) Les alluvions du fleuve des Amazones sont de la sorte jetées sur les côtes de la Guyane, et le limon du Nil contre les rivages de la Palestine.

Sous la protection des pointes d'une baie, il se forme, de cette manière, deux digues qui cheminent à la rencontre l'une de l'autre et se rencontrent bientôt, à moins qu'un cours d'eau ne les force à laisser entre elles un passage.

Quand le rivage est plat, la vitesse de la lame est entièrement amortie et les galets sont projetés sur le rivage, comme nous le disions plus haut, avec une force considérable, puisque c'est au moment où la vitesse va devenir nulle que

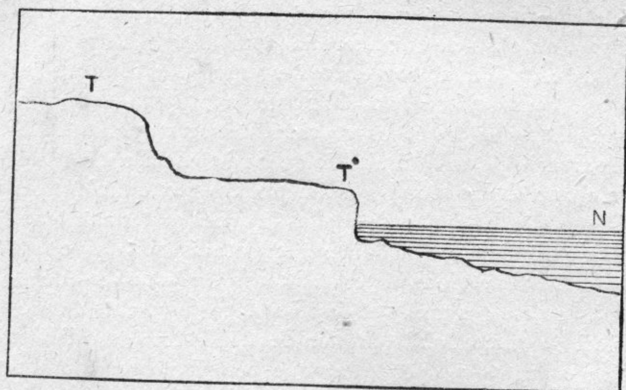


Fig. 5. — T. Terrasse des marées d'équinoxe. — T'. Terrasse des marées ordinaires. — N. Niveau de la basse mer.

la puissance mécanique de la vague atteint son maximum d'intensité. Le reflux étant impuissant à emporter la charge ainsi déposée, les galets demeurent là où ils ont été jetés, et la mer n'emporte que des matériaux fins ; de la sorte s'érigent sur les plages des levées de galets ou de sables et se constitue l'appareil littoral des côtes plates.

Cordon littoral. — Cet appareil tend à substituer au contour, plus ou moins irrégulier du rivage, un contour sensiblement rectiligne, composé d'une suite de digues ou *cordon littoral.* Quand la mer est sujette à des marées, on remarque dans les digues deux plates-formes ; l'une correspond

aux vagues des hautes marées quotidiennes, l'autre aux vagues des marées d'équinoxe (fig. 5). L'action plongeante des vagues incline généralement vers la terre la surface supérieure de la première de ces terrasses.

Un cordon littoral, étant le produit de l'activité des hautes marées et des vagues violentes, offre une assez grande stabilité et, au bout d'un certain temps, une levée de sables ou de galets peut être regardée comme une modification du relief terrestre, qui sépare du domaine maritime limité à ses lignes droites l'ancienne région des échancrures de la côte. Ainsi, le cordon littoral est devenu, en Gascogne et dans les Pays-Bas, le point d'appui des dunes, qui sont devenues un rempart d'une grande solidité.

Lagunes. — Les échancrures situées en arrière de la ligne littorale deviennent des *lagunes* qui, parfois, communiquent avec la mer par des passes étroites. Telles sont les lagunes de Venise, le Zuyderzée, les étangs de Cette, pour ne citer que des exemples européens.

Dans les latitudes tropicales, l'évaporation rend les lagunes de plus en plus salées; elles peuvent même se dessécher complètement, comme le lac Bahr-el-Assal sur la côte orientale de l'Afrique. Séparé de la mer Rouge par une étroite digue de sable, ce lac s'est desséché peu à peu, et aujourd'hui ne laisse subsister comme traces de son existence qu'une dépression dont le fond est abondamment garni de sels.

Dans les contrées froides et tempérées, l'humidité atmosphérique conserve à l'eau des lagunes la salure de la mer voisine; mais si des ruisseaux viennent s'y jeter, le degré de salure diminue beaucoup.

Le phénomène des lagunes n'acquiert toute son ampleur que dans des mers comme la Baltique et la Méditerranée, où les marées sont peu importantes. On conçoit, en effet, qu'une levée de sable ne pourrait subsister longtemps dans une mer traversée par de fréquentes tempêtes et sujette à de fortes marées. Mais si l'action atmosphérique s'ajoute à celle de la mer pour former une série de dunes, les lagunes

se ferment et deviennent des étangs plus ou moins vastes, comme ceux qui sont situés en arrière de la chaîne des dunes landaises, et dont un seul, celui d'Arcachon, reste en relation avec l'Océan.

Accroissement du domaine continental. — L'espace demeuré en arrière du cordon littoral est destiné à faire partie de la terre ferme. D'ailleurs, la plupart des lagunes importantes sont d'anciens estuaires où débouchent des cours d'eau. Leur fermeture s'est effectuée par des digues de sable qui se sont édifiées peu à peu, en partant des deux pointes de l'estuaire et en marchant à la rencontre l'une de l'autre. Ces deux digues une fois réunies, il est évident que l'apport des autres cours d'eau comblera peu à peu la lagune ; c'est ce qui se produit dans beaucoup de lagunes de l'Adriatique.

Dans le Languedoc, au sud de la route de Nîmes à Béziers, les lagunes méditerranéennes se sont comblées durant les temps historiques, gagnant sur la mer toutes les plaines du bas Languedoc. Dans la Courlande et en Angleterre, autour de Yarmouth, les dunes comblent assez rapidement les lagunes.

Il résulte donc de cet examen des actions marines sur un rivage que si celui-ci est plat, la formation des cordons littoraux ajoute aux continents au moins autant que ce que l'Océan leur enlève en battant les falaises.

Sédiments littoraux. — Quand les contours de la côte, la direction des courants, ou les autres causes que nous avons énumérées ne permettent pas la construction d'un cordon littoral, les matériaux provenant des alluvions d'un fleuve ou de la destruction d'un rivage se déposent au pied même de cette côte, en des points où l'agitation des vagues est amortie. Ils donnent alors naissance aux sédiments littoraux qui n'émergent qu'au moment de la basse mer, et n'augmentent que d'une façon insignifiante le domaine continental.

Étudions d'abord l'action mécanique des vagues sur une

plage en pente douce, où sont déjà déposés des matériaux arrachés à la falaise. Nous constaterons que la puissance de transport des lames est maxima au moment où elles se brisent, et où, par la chute violente de l'eau, elles acquièrent une vitesse qui leur permet de déplacer des galets. D'ailleurs, on sait que c'est en haute marée que l'action plongeante de la vague est le plus intense. Il résulte de là que parmi les matériaux détritiques, tenus en suspension

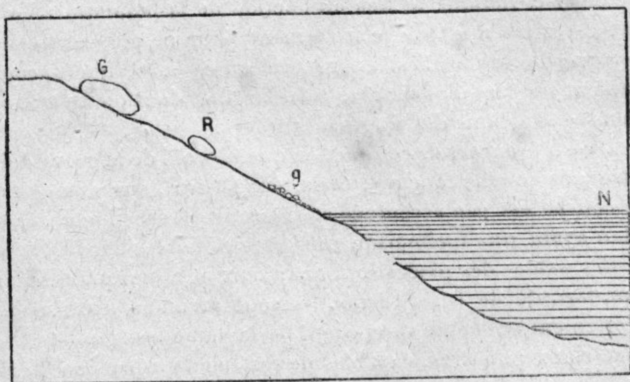


Fig. 6. — Schéma de la disposition des éléments sur une plage.
G. Zone des galets. — R. Cailloux roulés. — *g*. Graviers et sables.
N. Niveau de la mer.

dans les vagues, les plus gros seront roulés le plus loin vers la terre, et les galets s'accumuleront à peu près au niveau atteint par la marée haute, ou même plus loin, si les tempêtes sont fréquentes.

Mais la vague qui a ainsi roulé sur le rivage des galets se retire pour laisser, pendant un temps très court, le rivage à sec. Au moment précis où va commencer ce recul, la vitesse de l'eau est nulle, et les galets retombant entraînés par la pesanteur forment un amas dont la pente moyenne varie entre 18 et 35 degrés. A mesure que l'eau glisse sur cette pente, sa

vitesse s'accroît, et des sables sont entraînés avec de petits graviers jusqu'au point où la marche en avant reprendra. A cet instant, la vitesse redevient nulle; la charge de graviers fins et de sable que transportait la vague tombe. On comprend, dès lors, qu'autant que la configuration de la côte le permet, il se forme une plage de sable, d'abord inclinée en pente douce, puis se relevant par un talus de pente plus raide, formé de gros graviers et de galets. La limite entre le sable fin et le talus est généralement très nette, car le pied de celui-ci indique le lieu où l'action de la lame qui recule est assez ralentie par le frottement pour ne plus transporter que du sable. C'est en général en ce point que s'accumulent les coquilles apportées du large et dont on ne trouve dans le sable que des fragments légers.

Il résulte encore de cette action que le profil de la grève doit être une courbe concave; mais, en général, sur nos côtes, la courbe est peu accentuée et le profil est sensiblement un plan ayant une inclinaison uniforme et faible (fig. 6).

Les sables des plages sont quartzeux et remarquables par l'uniformité de leurs grains. Ils sont arrondis à cause du frottement auquel le va-et-vient de la lame les soumet. Les matériaux plus fins, capables de rester en suspension dans une eau en mouvement, échappent au frottement et conservent la netteté de leurs arêtes. Leur dépôt s'accomplit au large, non loin du lieu où se déposent les vases et où le mouvement de la mer est tout superficiel. Ces matériaux tombent au fond sous l'action seule de la pesanteur et ils y forment des strates d'inclinaison parallèles au fond même de la mer.

Stratification des sédiments littoraux. — Au-dessus de la ligne des hautes marées, les sédiments littoraux sont irrégulièrement stratifiés, ce qui ne peut nous surprendre, puisque nous savons qu'ils sont constamment remaniés par les vagues des tempêtes. Au-dessous de cette limite, la stratification est régulière et parallèle à la pente de la plage. On y observe souvent des traces de ruissellement ou *rill-marks*.

Ce sont des sortes de sillons formant un angle, dont le sommet est tourné vers la mer. On a observé qu'ils prennent naissance quand un objet saillant arrête le flot de retour dans sa descente. En franchissant cet obstacle, l'eau ruisselle avec une vitesse plus grande sur la pente et trace un sillon qui va s'effaçant bientôt. Les débris de coquilles caractérisent ces dépôts. Enfin, la partie basse des dépôts littoraux porte des rides qui sont les traces des clapotements ou *ripple-marks*. Ils paraissent dus aux vibrations qu'éprouve l'eau dans la propagation des ondes, plutôt qu'à une action horizontale directe.

Constitution chimique des sables littoraux. — En remaniant les sables constamment, l'eau opère une sélection suivant les densités et y fait souvent apparaître des minéraux qu'on n'y remarquait pas auparavant en quantités appréciables. Ainsi, on observe sur la plage de Wissant (Pas-de-Calais) des nodules de pyrite, dus à la destruction des argiles voisines. A la pointe des Poulains (Belle-Isle-en-Mer), le sable, qui est d'une finesse extrême, contient de nombreux minéraux rares et réfractaires aux agents chimiques, comme le corindon et l'émeraude. Ce sable surmonte lui-même un autre dépôt de sables riches en calcaire.

Sur les côtes de Bretagne, le dépôt littoral (*maërl*) s'enrichit de calcaire par la présence de débris de Corallines ou de coquilles de Mollusques (*traëz*). Ces dépôts sont très aptes à l'amendement des terres. Dans la baie du Mont-Saint-Michel se dépose une fine vase sableuse, la *tangue*, que l'agriculture utilise en grandes quantités. L'élément principal de la *tangue* est un mélange de quartz, de mica et de feldspath, avec des débris de coquille, des carapaces de Diatomées, un peu de phosphates et des sulfates alcalins.

Entre les îles de Ré et d'Oléron se dépose une vase d'un gris verdâtre (*terre de Bri*), contenant du quartz avec des débris de coquilles de Mollusques et de Foraminifères; la présence de cette vase est due à ce que les côtes voisines contiennent de nombreux éléments argileux.

Sédiments d'eau profonde. — Comme nous avons eu à le dire plusieurs fois au cours de cette étude, la mer conserve longtemps en suspension un grand nombre de matériaux fins : fragments siliceux, boues résultant de la trituration de roches friables, etc.

Au bout d'un temps de suspension, dont la durée est variable, ces matériaux sont amenés dans la haute mer, là où l'agitation des flots cesse à peu de distance de la surface ; ils tombent sur le fond et donnent naissance à des sédiments d'eau profonde.

Ces dépôts forment autour des continents et des îles une ceinture continue, dont la largeur est de 250 kilomètres en moyenne et peut aller au double devant l'embouchure d'un grand fleuve.

La partie de cette ceinture, qui est la plus voisine des côtes, est constituée par des matières sableuses arrachées aux rivages (*aire terrigène*) et stratifiées en couches horizontales, leur dépôt ayant lieu sous l'influence unique de la pesanteur. Les coquilles d'animaux qui y vivent s'y rencontrent associés aux débris d'animaux pélagiques. Jusqu'à 200 mètres de profondeur, ces sables sont sillonnés de *ripple-marks*. Lorsque les courants de marée atteignent une vitesse suffisante, l'horizontalité des dépôts ne se maintient pas, ou du moins ne se maintient que dans les périodes relativement tranquilles de la haute et de la basse mer. Dans l'intervalle, les couches s'inclinent d'autant plus que le courant est plus fort. De là formation d'assises obliques et d'assises horizontales. La division du dépôt en couches distinctes n'a lieu que si des variations fréquentes ont lieu dans les mouvements des eaux. Ainsi, quand un dépôt de sables fins présente des plans de stratification, c'est un indice que la formation en a été interrompue par une période de calme; si des sables fins et des graviers alternent, c'est que l'intensité du flot a subi un changement qui modifie sa capacité de transport.

Au delà de cette *zone des sables*, qui peut compter encore

comme dépôt littoral, se trouvent les *vases* appartenant encore à l'aire terrigène et dont la distribution a été très nettement mise en évidence par les sondages du *Challenger*.

Dans la zone des vases, on trouve : 1° une vase bleuâtre ; 2° des vases et des sables verts ; 3° une vase rougeâtre. Dans la zone qui entoure les îles océaniques, toutes d'ailleurs volcaniques ou environnées de récifs coralliens, on observe : 1° des vases et des sables coralliens ; 2° des vases et des sables à Corallines ; 3° des vases et des sables volcaniques.

Vase bleue. — La zone vaseuse s'étend de 100 à 150 kilomètres au large des côtes ; en profondeur, elle oscille entre le niveau de la mer et 7000 mètres. Elle comprend toutes les mers intérieures et l'on trouve dans ses dépôts des fragments minéraux de très petite taille, où le Quartz est associé au Feldspath, au Mica, à l'Augite et à la Hornblende (1). Dans les mers arctiques, la zone occupe des surfaces très étendues qui diminuent beaucoup l'importance de la zone des sables. Les vases prédominent dans les détroits arctiques, dans la baie d'Hudson et dans la mer de Baffin. En effet, la surface de ces mers est souvent occupée par les glaces qui masquent le littoral, de sorte que les dépôts de sables qui se produisent par l'action des vagues sur une côte rocheuse sont peu étendus. Ajoutons encore que beaucoup de glaciers aboutissent à l'océan Arctique et y jettent leur moraine profonde, uniquement formée, comme nous le verrons bientôt, de boues provenant de l'érosion par la glace du sol sous-jacent. Les éléments siliceux fins sont fournis par les carapaces de Diatomées qui abondent dans les eaux de surface.

La vase bleuâtre est caractérisée par sa couleur d'ardoise, due à des sels de fer et à des matières organiques en décomposition. Desséchée, elle devient grise, mais n'acquiert jamais la plasticité des argiles. On y observe des fragments de minéraux, du calcaire et des coquilles de Radiolaires.

(1) Voir livre II, chap. I, III.

Vases et sables verts. — Les vases et sables verts dominent dans les dépôts du Pacifique, entre 200 et 1 200 mètres de profondeur. La couleur en est due à un hydrosilicate de Fer et de Potassium (*Glauconie*) que l'on rencontre, soit en granules isolés, soit en grains cimentés par une argile brune contenant du Quartz, du Feldspath et du phosphate de calcium. La Glauconie remplit souvent des coquilles d'Échinodermes et de Foraminifères. Les matières argileuses et amorphes sont moins abondantes dans les sables.

Le long de la côte de l'Amérique du Sud, de Bahia au cap Saint-Roque, les vases du fond sont rouges ; ce que l'on attribue aux matières ocreuses charriées par les grands fleuves.

Vase corallienne. — La vase corallienne est spéciale aux régions qui entourent les îles madréporiques. Elle renferme une grande quantité de matières calcaires amorphes, avec débris de Madrépores et de Foraminifères calcaires. On y trouve très peu d'organismes siliceux. Les sables coralliens contiennent moins de matières amorphes, et, dans certaines régions, les débris de Corallines sont prédominants (*vases à Corallines*).

Sables et vases volcaniques. — Au voisinage des îles volcaniques, les vases et les sables littoraux sont remplis de ponce et de scories, qui leur enlèvent la texture argileuse et leur donne une couleur grise ou noirâtre. Le Manganèse est fréquent dans ces dépôts, surtout si les laves voisines sont riches en pyroxène.

Galets d'eaux profondes. — La présence de galets dans les dépôts littoraux d'eau profonde est rare ; mais l'explication de leur présence révèle des faits intéressants.

Ainsi, dans le Pas-de-Calais, on drague des cailloux siliceux roulés à 30 mètres de profondeur. Comme ni les vagues ni les courants n'ont pu les amener en ces points, et que leur abondance rend inadmissible l'hypothèse d'un transport sur un corps flottant; comme leur mode de formation n'a aucune relation avec le régime actuel de la mer où

on les recueille, il est légitime d'admettre qu'ils sont tombés sur la place où on les recueille, au moment où l'isthme, qui a longtemps uni la France à l'Angleterre aux époques antérieures, s'est effondré. Des galets semblables se trouvent dans les mêmes conditions au large de la côte des États-Unis, dans des parages où les glaces flottantes ne parviennent pas. En 1883, les dragues du *Talisman* ont ramené à bord des cailloux nettement polis et striés (caractère de roches qui ont subi l'action des glaciers, comme nous le verrons bientôt) rencontrés entre 3 000 et 5 000 mètres au large des Açores. On explique la présence de tels matériaux à ces profondeurs par un transport dû aux glaces flottantes qui, à une époque ancienne, descendaient jusqu'à des latitudes plus basses qu'aujourd'hui et venaient se fondre dans l'Atlantique, entre les Açores et l'Europe. Au Nord de l'Écosse, le fond de la mer est parsemé de cailloux de grès, de diorite, de gneiss qui vraisemblablement ont été amenés là lors des grands phénomènes glaciaires de l'ère quaternaire.

Enfin, les glaces flottantes actuelles venant de la zone arctique australe laissent tomber, lors de leur fusion, au large de la côte de l'Amérique du Sud, des galets que des dragages ont recueillis. La nature de ces galets, appartenant à des roches n'existant pas sur la côte devant laquelle on les trouve, a conduit à l'hypothèse de l'existence de terres australes encore inexplorées.

DÉPOTS PÉLAGIQUES. — Deux sortes de dépôts ont été rencontrés en haute mer : les uns, d'origine organique, devront être étudiés au chapitre de l'Action des organismes (chap. V) ; les autres sont une argile rouge ou grise, parsemée de nodules concrétionnés d'oxyde de Fer et de Manganèse, formant probablement sur le fond un mince enduit. Ce qui autorise cette dernière hypothèse, c'est l'abondance sur ce fond de certains débris organiques beaucoup plus rares dans les autres dépôts. Ces débris sont des dents de Squales et des os tympaniques de Cétacés ; les uns, offrant

des surfaces parfaitement nettes, les autres déjà recouverts d'une couche d'oxyde de Manganèse, quelquefois épaisse de 2 centimètres.

Les dents de Squales appartiennent à des espèces analogues à celles qui ne sont connues qu'à l'état fossile.

Sur les grands fonds sous-marins existe peut-être une accumulation de débris organiques appartenant à des époques très diverses et que l'absence de sédiments a forcés de se mélanger, puisque rien ne vient les recouvrir, sauf une couche mince d'un dépôt manganésifère.

Excepté la ponce, que l'on rencontre à peu près partout sur l'océan Pacifique, et dont les phénomènes volcaniques si fréquents dans cette région expliquent bien la présence, aucun élément détritique ne vient se mélanger à l'argile rouge des grands fonds. Les explorateurs du *Challenger* ont aussi trouvé un peu de Cuivre et des globules métalliques de Nickel et de Fer, recouverts d'une couche brillante et noire d'oxydule de Fer. Ils admettent, pour ces globules, une origine cosmique; pour eux, ce serait de la poussière de météorites, qui, pendant un long espace de temps, a dû s'accumuler sur le fond où ne se dépose aucun sédiment.

CHAPITRE IV.

ACTIONS CHIMIQUES DES EAUX.

§ 1. Eaux douces.

Lorsque l'eau pénètre lentement dans le sol, elle se charge toujours, par dissolution, de substances diverses qu'elle emprunte aux roches traversées et dont la composition peut ainsi être modifiée profondément. La plupart sont lentement désagrégées ; parmi leurs éléments constituants, ceux qui sont solubles sont dissous et entraînés, puis rendus après un parcours souterrain plus ou moins long, dans des conditions différentes. Les eaux courantes agissent de même sur les matériaux qui constituent leur lit, et les fleuves reçoivent une proportion non négligeable de substances dissoutes.

Ce premier et sommaire exposé nous montre que les phénomènes de dissolution sont d'une certaine importance dans l'étude des altérations de la surface terrestre, et qu'en l'examinant plus attentivement, nous pourrons en tirer d'utiles enseignements pour notre étude.

Phénomènes de dissolution. — Il faut distinguer, tout d'abord, deux sortes de phénomènes : les phénomènes de dissolution et les phénomènes d'hydratation. Mais ces derniers ne s'opèrent pas sous l'action de l'eau pure.

Eau pure. — Cette dernière est un agent géologique assez peu efficace. Les seules roches attaquables par elle sont le sel gemme et le gypse.

Pour le premier, la dissolution est si facile, que la plupart des gisements qui ne sont pas protégés par des argiles ont disparu. La protection offerte par les masses argileuses est assez efficace pour qu'à Stassfürt, par exemple, les chlo-

rures se soient conservés en cristaux, alors que la moindre exposition à l'air les eût fait tomber en déliquescence.

Malgré cela, nombre d'argiles salifères sont parcourues par des infiltrations qui, trouvant plus bas une issue, forment des sources salées.

Quant au Gypse, il faut 460 parties d'eau pure pour en dissoudre une. On peut ainsi se rendre compte que, dans le cours des siècles, d'importantes masses gypseuses ont pu être enlevées, et s'expliquer la formation de cavernes dans l'intérieur de massifs riches en gypse.

Eau aérée. — Nous ne considérons dans tout ceci que l'action de l'eau pure. Avec l'eau de pluie, qui par litre contient 25 centimètres cubes de gaz, dont l'oxygène et l'anhydride carbonique forment la majeure partie, les phénomènes changent d'allure, d'autant mieux que, par son passage sur ou à travers le sol, l'eau de pluie se charge de matières diverses et notamment augmente sa teneur en gaz carbonique. Sur les bords de la mer, les eaux de pluie peuvent renfermer 0,00036 de chlorure de Sodium, la proportion est, normalement, beaucoup moindre, mais il s'y ajoute des sulfates divers. La rosée et le givre donnent, par évaporation, un résidu solide plus considérable que l'eau de pluie. Enfin, dans son passage à travers les roches, l'eau des pluies se charge d'une quantité souvent notable de substances humiques qui forment avec les bases des composés capables de se transformer en carbonates.

Quand l'eau de pluie circule dans une roche poreuse, elle abandonne une forte proportion des gaz qu'elle contenait, même si les éléments de la roche ne subissent aucune action de la part de ces gaz. Aussi peut-on admettre, *a fortiori*, qu'une eau traversant une roche à éléments attaquables abandonne la plus grande partie des éléments gazeux qu'elle contenait.

Une eau chargée de gaz carbonique dissout le calcaire en le faisant passer à l'état de carbonate bicalcique; elle décompose, à la température ordinaire, les silicates de fer, de

manganèse, de sodium, de potassium et de calcium, qui existent dans nombre de roches. Aussi, a-t-on pu dire que la surface du globe subit, de la part des eaux de pluie, une action chimique continuelle.

PHÉNOMÈNES D'HYDRATATION. — L'hydratation se fait directement sentir sur les minerais de Fer qui se changent en Limonite et sur l'Anhydrite qui, absorbant le quart de son poids d'eau, se transforme en Gypse. Cette réaction amène un gonflement de l'Anhydrite tel, que son volume augmente d'environ 33 pour 100. La force d'expansion est suffisante pour que les cristaux de quartz épars dans le gisement soient brisés. Dans le Hartz, le gonflement de l'Anhydrite amène la production de masses écailleuses de Gypse, qui atteignent $1^{m},50$ de hauteur, et sont souvent creuses intérieurement. Lorsque leur sommet s'effondre, il en résulte des trous qu'on nomme, dans le pays, *trous de nains* (Credner).

Quand il existe, dans la profondeur du sol, des roches solubles accessibles aux eaux d'infiltration, leur action dissolvante amène souvent des éboulements, des effondrements, des mouvements de terrain, que l'on confond facilement avec des tremblements de terre. D'après Credner, la plupart des tremblements de terre ressentis en Suisse n'ont pas d'autre origine que le lent travail de dissolution des eaux de pluie; l'augmentation de volume de l'Anhydrite, se transformant en Gypse, amène aussi parfois des phénomènes de dislocation dans la stratification des couches supérieures (1).

PHÉNOMÈNES D'OXYDATION. — L'effet le plus fréquent de l'action de l'eau chargée d'Oxygène et de gaz carbonique, est l'oxydation des minéraux des roches. C'est à cette action qu'on attribue la formation du *chapeau de fer*, composé de Limonite et de carbonate hydraté, qui naît à l'affleurement de la plupart des filons métallifères.

(1) Credner, *Traité de géologie*.

La plupart des éléments ferrugineux de la surface du sol se suroxydent et passent à l'état de peroxyde hydraté sous l'action de l'Oxygène contenu dans les eaux de pluie. De là vient la couleur rouge de beaucoup de roches superficielles.

Souvent, l'oxyde de Fer s'étale en veines ou en nodules. Il s'accompagne alors d'une notable proportion de peroxyde de Manganèse. Fréquemment, l'oxyde de Manganèse et de fer se dépose en *dendrites* ou arborisations ramifiées, à la surface des calcaires. De même, les veines noires brillantes qu'on observe souvent au milieu des cailloux d'alluvions anciennes, sont des dépôts d'oxyde de fer et de manganèse. Ces veines, au voisinage des dépôts limoneux, peuvent se changer en un minerai en grains (1).

Nous pouvons, en passant, faire cette curieuse remarque, que le Manganèse, qui caractérise l'action superficielle des eaux de pluie, est très abondant aussi, nous l'avons mentionné, dans les grands fonds sous-marins de l'océan Pacifique.

Dans les régions tropicales de l'Inde et de l'Amérique, où les pluies sont, en certaines saisons, très abondantes et très violentes, l'action s'exerce à une très notable profondeur, sur les roches silicatées. Il en résulte un dépôt rouge brique, la *latérite*, qui, dans l'Inde, résulte de l'altération, sur place, de coulées de basalte. Dans la zone tempérée, c'est un limon qui remplace ces formations.

Actions diverses. — Les roches qui contiennent des silicates, comme le Feldspath, le Pyroxène, l'Amphibole, sont attaquées par les eaux riches en gaz carbonique. Il se produit des carbonates alcalins faciles à reconnaître à l'effervescence de la roche, lorsqu'on l'attaque par l'acide chlorhydrique.

Kaolinisation. — Lorsque la roche contient des silicates d'Alumine, il se forme un produit analogue au kaolin, et,

(1) On peut observer un pareil minerai aux Bruyères de Sèvres, aux environs de Paris.

pour cette raison, on donne le nom de *kaolinisation* à ce mode de transformation des roches silicatées.

Les silicates alcalins, en se transformant en carbonates, abandonnent leur Silice, et si le passage de l'eau est trop rapide pour que ce corps soit dissous, il forme dans la roche altérée des veines blanchâtres. Lorsque la roche renferme du quartz, celui-ci demeure inattaqué, mais la kaolinisation du Feldspath qui l'entourait, et l'entraînement par les eaux de l'élément argileux étalent les cristaux de Quartz. C'est ainsi que les roches granitiques se transforment en *arène* sous l'influence des eaux d'infiltration. Le granite de Vire, qui est une roche des plus compactes, a subi sur plusieurs mètres de profondeur cette transformation. Çà et là, au milieu de sa masse, subsistent de gros blocs durs, arrondis. C'est encore à l'action des eaux pluviales que doit être attribuée la disparition des massifs montagneux granitiques anciens.

Quant aux Micaschistes et aux Gneiss, ils sont aussi altérés, ce ne sont bien souvent que des feuillets sans consistance qui semblent prêts à s'effondrer au moindre choc, et qui sont quelquefois richement colorés en rouge ou en rose.

La kaolinisation ne se produit jamais dans les pays favorisés par un climat sec. Aussi les granites égyptiens se sont-ils conservés sans altération, tandis qu'en Bretagne cette roche se détériore très rapidement. L'action est d'ailleurs uniquement superficielle et ce n'est pas à l'influence des eaux de pluie qu'il faut attribuer la formation des grands gisements de kaolin, tels qu'il en existe dans le Limousin. Ceux-ci doivent être considérés comme contemporains des roches éruptives avec lesquelles ils sont en rapport.

Altération du Basalte. — Les roches, telles que les Basaltes, qui contiennent des silicates comme le Pyroxène et l'Amphibole, s'altèrent aussi à l'air humide. Entre autres produits, il se fait du carbonate ferreux qui passe à l'état d'oxyde hydraté. Joint au résidu argileux de la décomposition des silicates, cet oxyde forme une sorte d'enduit meuble qui est constamment enlevé par le vent.

Transformation des Calcaires. — Les calcaires ou carbonates calciques sont très sensibles à l'action de l'humidité. Les matières organiques, qu'ils contiennent souvent, subissent une combustion lente qui rend plus claire la teinte de la roche, tandis que les sels de fer, s'oxydant, lui donnent une couleur rouge ou brune. Un effet plus remarquable, c'est la dissolution du calcaire par les eaux tenant en dissolution du gaz carbonique. On sait que les calcaires les plus purs en apparence donnent un résidu argileux rougeâtre quand ils ont subi l'action d'un acide. Or, presque tous les affleurements de calcaire sont recouverts par une terre rouge, qui même pénètre dans des cavités irrégulières de la masse sous-jacente. Il n'y a là aucun effet d'érosion ou de ravinement par les eaux ; mais on se trouve en présence du produit de la dissolution du massif sous-jacent, accumulé par suite d'une longue exposition à l'air.

Les ravinements que présente la surface de certaines roches, et que l'on connaît sous le nom de *Karrenfelder* en Allemagne, de *Lapiez* en Suisse et de *Rascles* en Savoie, sont encore des produits de l'action chimique des eaux douces. On les observe surtout dans les régions de haute altitude. Ce sont des rigoles sinueuses qui dessinent sur les affleurements calcaires des réseaux de rainures. D'après les géologues allemands, ces aspects résultent de l'action des eaux atmosphériques sur des calcaires relativement purs. Les parties les plus solubles sont dissoutes et entraînées par les eaux pluviales, tandis que les autres résistent et dessinent un relief capricieux sur la roche. Les rascles se développent le plus facilement au voisinage des neiges sur les espaces dépourvus de végétation, où le ruissellement s'opère sans obstacles. On observe de bons exemples au mont Ventoux.

Lorsqu'un calcaire contient du carbonate magnésien, celui-ci étant moins soluble que le carbonate calcique dans les eaux chargées de gaz carbonique, la roche va s'enrichissant en Magnésium. De la sorte, un calcaire faiblement

magnésien devient, après une longue exposition à l'air, une *Dolomie* (carbonate double de Magnésium et de Calcium). Quand cette transformation ou dolomitisation a lieu, la roche devient caverneuse, les traces de la stratification et les fossiles disparaissent, et souvent, dans les cavités, la Dolomie cristallise en petits cristaux rhomboédriques.

Sous l'influence des infiltrations d'eaux chargées de gaz carbonique, le carbonate calcique des dépôts meubles est assez rapidement éliminé. Les coquilles fossiles calcaires deviennent fragiles et disparaissent aussi. Si le dépôt contient de la Glauconie, l'hydrate de fer mis en liberté colore la masse en jaune, et comme le phénomène ne marche pas partout avec la même régularité ni la même rapidité, la surface de contact entre le dépôt altéré et la zone intacte est irrégulière. Elle apparaîtra donc, dans une coupe, sous forme de sillons et de poches à contours déchiquetés, qui pourront simuler une ligne de ravinement ou d'érosion. Souvent on serait tenté de séparer les deux zones et d'attribuer leur formation à des époques différentes; il faut, lorsqu'on n'est pas aidé par des indices significatifs, un examen attentif pour reconnaître l'origine identique des deux dépôts, dissemblables à première vue.

Par exemple, dans les environs de Paris, les graviers d'anciennes alluvions offrent deux couches. L'une inférieure, dite *diluvium gris*, est surmontée d'une couche dite *diluvium rouge*, qui semble raviner la première. L'examen approfondi des dépôts montre que les sables et les graviers du diluvium gris se poursuivent dans le diluvium rouge sans autre modification que celle de la nuance. C'est là un phénomène tout à fait superficiel dont la cause ne peut être cherchée ailleurs que dans l'action des eaux pluviales. De même encore, le limon des plateaux du nord de la France est divisé en une couche supérieure brune et faiblement calcarifère, et une couche inférieure, ou *loess*, de teinte claire et très riche en calcaire. Bien que la surface de séparation soit régulière, il est difficile de voir dans ces deux couches

autre chose qu'un lavage opéré par les eaux pluviales qui ont concentré le calcaire dans le limon inférieur, tout en oxydant les éléments ferrugineux de la zone supérieure.

Les schistes argileux se transforment en terre meuble, ou en argile plastique sous l'action des eaux de pluie. Dumont a le premier signalé, en 1847, cette transformation dans ses études sur les schistes de l'Ardenne, il en a même noté la rapidité qui est assez grande.

En résumé, toutes les altérations superficielles se réduisent à peu de chose et il suffit d'une couche imperméable continue pour en arrêter complètement l'action.

Dans les régions où l'infiltration se produit sans difficultés, quelques mètres de roche dure transformée en une couche mince de sable ferrugineux formant des ravinements, représentent seuls le travail chimique des eaux. Ce n'est donc pas là un agent d'altération de première importance capable de modifier une partie du globe, puisque son activité est uniquement concentrée à la surface.

PHÉNOMÈNES DE DÉPOT. — Dans leur passage à travers les couches de l'écorce terrestre, les eaux d'infiltration se chargent de substances dissoutes. Comme, après un parcours souterrain plus ou moins long, ces eaux reviennent au jour dans des conditions qui modifient sensiblement leur pouvoir dissolvant, une partie ou la totalité des matériaux entraînés se dépose. C'est là l'origine des gisements de substances diverses qui se forment au voisinage des sources.

Stalactites et Stalagmites. — Au premier rang de ces dépôts, il convient de placer les *stalactites* et les *stalagmites* qui se produisent dans les grottes de la manière suivante : quand l'eau des nappes ou des rivières ne baigne plus entièrement le plafond et les murs des cavités souterraines, les eaux d'infiltration, filtrant goutte à goutte, abandonnent par évaporation, sur le plafond rocheux, le carbonate de calcium dont elles ont pu se charger en traversant les strates supérieures. Elles tapissent ainsi les grottes d'un enduit de

calcaire concrétionné, duquel pendent les gouttelettes destinées, en accroissant peu à peu le dépôt, à former des stalactites. Ce qui tombe sur le sol produit, de même par évaporation, un plancher *stalagmatique*, formé de couches successives, duquel s'élèvent des *stalagmites*. Quand celles-ci ont rejoint les stalactites, il s'est formé de véritables colonnes à la surface desquelles miroitent les petits cristaux de carbonate de calcium (*calcite*). Au début, ce minéral cristallise en petits prismes réunis en couches concentriques et formant une enveloppe à un tube central ; mais sous l'action des eaux qui parcourent constamment ce tube les couches concentriques cristallisent de nouveau en grandes lames. C'est ce qui fait qu'en brisant une stalactite d'un diamètre notable, on voit l'intérieur formé d'une masse de calcite d'un blanc laiteux, se brisant en larges facettes (1).

Phénomènes de pseudomorphose. — Lorsque la circulation des eaux pluviales se prolonge, elle produit, dans la composition des sédiments, des modifications très sensibles, entre autres des *pseudomorphoses*. On donne ce nom au phénomène par lequel une espèce minérale se substitue pour ainsi dire dans un cristal à une autre espèce. Ainsi la pseudomorphose du gypse en quartz signifie que celui-là a été remplacé par celui-ci sans que la forme cristalline primitive ait changé. M. Munier-Chalmas a montré que lorsque les dépôts sont d'origine saumâtre et ont contenu du gypse, résultant de la concentration d'eau marine dans des lagunes, ce Gypse a pu être dissous à nouveau avec du calcaire, de la Silice et de la Fluorine. Mais si les eaux arrivaient, saturées, dans les bancs de Gypse, les autres substances se déposaient de nouveau. De la sorte se produisent les pseudomorphoses du Gypse en Quartz, carbonate calcique, ou Fluorine. Dans le bassin de Paris, ces pseudomorphoses ne se rencontrent

(1) Dans certaines grottes, l'aragonite remplace la *calcite* dans les stalactites. Le premier minéral diffère du second par sa densité plus grande et son mode de cristallisation.

qu'au bord des vallées ; à une certaine distance de ceux-ci, la sonde rencontre le banc de gypse intact. Cela montre que l'action observée s'est bien accomplie sous l'influence des eaux d'infiltration.

Au voisinage d'un grand nombre de sources s'effectuent des dépôts d'oxyde hydraté de Fer, qui sont dus à la transformation en limonite, d'oxyde de Fer dissous dans des eaux chargées de gaz carbonique. Souvent l'oxyde surnage à la surface de l'eau en pellicules irrisées. Les incrustations calcaires sont des dépôts de même ordre, exigeant, pour s'accomplir, un temps plus long, puisqu'il faut que l'eau perde son gaz carbonique avant de déposer le carbonate calcique.

Tufs et Travertins. — Quand des eaux d'infiltration calcaires sortent lentement à l'air libre, l'anhydride carbonique s'échappe et l'eau devenant incapable de le garder en solution, le calcaire se dépose en formant un *tuf*. Le dépôt ainsi formé est très léger, caverneux et de consistance terreuse. Il se forme de préférence autour des herbes qui, augmentant les surfaces d'évaporation, obligent les eaux à s'étaler. Les tufs sont surtout produits par voie de suintement, tandis que les *travertins* que nous mentionnons seulement ici et dont nous parlerons plus tard, sont formés par des eaux courantes tombant en cascades, ou arrivant dans des bassins d'évaporation. Il est probable que l'avidité des végétaux, tels que les Algues pour le gaz carbonique, est une cause active de la précipitation des calcaires dans la formation des tufs.

Craie lacustre. — Parmi les autres dépôts chimiques, il convient de citer la *craie lacustre* des lacs de Suisse. C'est une boue blanchâtre qui, séchée à l'air, ressemble tout à fait à la craie blanche. On l'observe aussi fréquemment à la base des formations tourbeuses.

On a émis, pour expliquer l'origine de ce dépôt, que les eaux des affluents des lacs se débarrassent par précipitation chimique de leur carbonate calcique. Il est incontestable que l'eau des émissaires des lacs est moins chargée de ce sel que

l'eau des affluents. Le mouvement des vagues dans les lacs serait la cause mécanique de cette précipitation, qu'on a obtenue artificiellement en agitant une dissolution de chlorure de calcium et de carbonate bisodique, sels que l'eau des lacs renferme en grande quantité.

Dépôts agglomérés. — Les infiltrations venues de la surface transforment encore les sables et les autres dépôts meubles en roches agglomérées. L'élément ferreux se concentre en certains dépôts pour former des *grès ferrugineux* compacts, ou caverneux, quelquefois assez riches pour être exploités comme minerais de fer. Ces transformations sont généralement l'œuvre de périodes géologiques antérieures. Cependant on observe aujourd'hui dans plusieurs contrées, notamment dans les Landes, la formation d'un dépôt analogue, l'*alios*.

C'est un grès quartzeux d'un brun noirâtre qui existe fréquemment sous les plaines sableuses. Il est composé de grains de quartz agglutinés par des matières organiques et par un ciment d'oxyde hydraté de Fer. M. Faye a démontré que l'alios résulte de l'entraînement des matières organiques de la surface dissoutes et de la concentration qu'opère, en été, l'évaporation de la nappe souterraine d'infiltration, située à un niveau sensiblement constant. De cette façon, à mesure que la nappe baisse, les éléments organiques et ferreux se déposent au milieu du sable et lui servent de ciment.

Dans les régions tourbeuses de l'Écosse se forme, de la même manière, un dépôt ferrugineux, le *Moorland pan*. Dans toutes ces formations, c'est grâce aux acides organiques que le fer peut être dissous, puis entraîné. Il semble donc que l'on puisse attribuer aux actions physiologiques une certaine part dans l'accomplissement de ces phénomènes.

§ 2. Eaux marines.

ÉVAPORATION DE L'EAU DE MER. — Quand l'eau de mer est soumise à une évaporation très active, il arrive un moment où les substances les moins solubles se déposent. La moins soluble de toutes est le sulfate calcique; aussi un dépôt de Gypse tapisse-t-il le fond du bassin où a lieu l'évaporation ; ensuite se dépose le chlorure sodique, et l'eau mère qui surnage contient d'autres chlorures, avec des sulfates potassique et magnésien.

Cette évaporation se fait artificiellement dans les marais salants. En certains points du globe elle a lieu naturellement.

Le golfe de Karaboghaz est un des plus remarquables bassins naturels d'évaporation. C'est un golfe de la côte orientale de la mer Caspienne, dont la superficie est de 16000 kilomètres carrés. Il est relié au bassin principal par un canal de 200 à 800 mètres de largeur sur 4 kilomètres de longueur. Ce canal est parcouru par un courant dont la vitesse peut atteindre 6 kilomètres et ne diminue jamais au-dessous de 2 kilomètres à l'heure. La profondeur du golfe est de 4 à 12 mètres. Aucun contre-courant ne pouvant s'établir dans le canal, par suite de sa faible profondeur, l'évaporation est considérable dans ce bassin; aucun animal n'y peut vivre et ses rives sont privees de végétation. D'ailleurs toute la côte de la péninsule, au nord du golfe, est occupée par une série de lagunes dans lesquelles on observe tous les degrés de concentration saline.

A la faveur de la sécheresse, d'une communication difficile avec la mer et d'un faible apport d'eau douce par les rivières, l'eau d'un bassin d'évaporation naturel s'échauffe et s'évapore partiellement. La dissolution restante devient plus dense et tombe au fond, causant la mort ou la fuite des organismes vivants. Le Gypse, puis le chlorure sodique se précipitent. Les autres sels restent encore en dissolution.

La destruction des végétaux sur les rives rend plus facile l'entraînement des matériaux solides et la formation de couches vaseuses qui alternent avec le sel dont la conservation sera garantie, plus tard, par la transformation de la vase en argile imperméable. Cette observation nous explique le mode de formation de certains dépôts salifères que nous rencontrerons plus tard.

L'évaporation rapide de la mer sur certaines plages détermine la précipitation des sels calcaires et principalement de carbonate calcique qui agglutine les fragments de sable ou les débris de coquille. Cette réaction n'exige pas une température élevée. On l'a observée sur les côtes de France, à Royan, dans la Baltique, aux environs de Copenhague, et dans la Manche, à Folkestone. Sur les côtes de l'Algérie, les galets sont fréquemment agglutinés par un ciment calcaire dur et forment de ces roches qu'on nomme *poudingues* et *conglomérats*.

Dans les mers des Antilles, sous l'action de la chaleur qui porte la température de la surface à 30 degrés, la formation de pierres utilisables pour la construction est très rapide. On exploite des carrières marines dans lesquelles les éléments agglutinés sont des Madrépores et des coquillages (1). Les roches basaltiques de la Réunion sont recouvertes d'une enveloppe mamelonnée, très adhérente, verdâtre ou noirâtre, qu'on nomme *pélagosite* et qui contient du carbonate calcique, de la Silice, de l'eau et des matières organiques. De même, les sables calcaires provenant de la destruction des récifs de Polypiers sont agglutinés souvent en un calcaire analogue à ceux que les stratigraphes décrivent sous le nom de *calcaires oolithiques*.

Parmi les réactions chimiques dont les eaux superficielles de la mer sont le siège, il importe de mentionner la production de *pétrole* par suite de la lente décomposition des matières grasses fournies par les Poissons, les Polypiers et

(1) Voir E. Reclus, *la Terre*, vol. II.

les Mollusques céphalopodes. Cette formation ne se produit pas dans l'eau simplement salée, elle exige le concours de bromures, de chlorures, d'iodures, qui entrent dans la composition des eaux mères des marais salants. Si la matière organique est mise à l'abri de l'air par une couche de boue, elle se conserve et devient une source d'Hydrocarbures.

Les animaux marins étant la source première du pétrole et des huiles minérales engendrés, il semblerait que son étude dût être placée dans les actions physiologiques. Mais l'action des sels arrêtant les dégagements d'Ammoniaque et de gaz carbonique, en fournissant par les sulfates, le Soufre et l'Hydrogène sulfuré nécessaires, se montre d'une importance capitale et l'on est en droit de considérer la production des Hydrocarbures et des huiles minérales comme un phénomène essentiellement chimique.

Mers profondes. — Les sondages ont montré que le fond de l'Atlantique et du Pacifique est tapissé par une argile rouge ou grise dont la genèse est très lente et qui renferme fort peu d'éléments détritiques (surtout des fragments de pierre ponce).

L'argile rouge semble être le produit de la décomposition d'un *tuf palagonitique* (1) d'origine volcanique qui formerait, en ces parages, le fond de l'Océan. Cette décomposition, bien que s'accomplissant à une température voisine de 0°, donne des minéraux cristallisés. On a reconnu des zéolithes de *christianite* (2). Ces cristaux simples ou assemblés sont

(1) Les pétrographes nomment *tufs éruptifs* les roches qui résultent de la projection de matériaux éruptifs dont la consolidation a eu lieu à l'air libre, ou à l'abri de l'air. Le grain des tufs est toujours fin. Les tufs palagonitiques sont formés de fragments de roches vitreuses basaltiques cimentés par diverses substances. On y trouve aussi des cristaux de pyroxène et de feldspath.

(2) Les zéolithes sont des silicates hydratés d'alumine qui remplissent les cavités des roches basiques. La christianite est la zéolithe calcico-potassique.

libres dans l'argile. Les zéolithes forment près du quart des dépôts du fond. Il est à penser que le dépôt qui leur donne naissance est très lent, et que l'argile rouge n'est qu'un enduit mince sur le lit volcanique de la mer.

Cette argile rouge est le plus étendu en surface de tous les dépôts océaniques.

Quant aux nodules manganésifères dont nous avons déjà signalé la présence dans les eaux profondes, ils sont surtout répandus dans le Pacifique. Ils ne dépassent pas 5 centimètres de diamètre, sont arrondis, et constitués par des couches régulièrement concentriques d'oxydes hydratés de Manganèse et de Fer avec une petite quantité de Silice, de Chaux, de Magnésie, d'acide phosphorique et de Cobalt. Le centre du nodule est occupé par un corps étranger, fragment de pierre ponce, dent de squale, ou autre débris organique. Il est probable que les substances qui le composent ont été, comme les éléments des zéolithes, empruntées au fond volcanique de l'Océan et aux sels contenus dans la mer.

Quant aux globules métalliques magnétiques dont l'origine serait cosmique (Murray), il est possible qu'ils aient été produits par une action explosive de gaz. Quelques expériences de M. Daubrée montrent que le phénomène a pu s'accomplir sous une pareille influence.

CHAPITRE V.

L'ACTION DE LA GLACE.

§ 1er. Formation des glaciers.

NÉVÉS. — Quand la température de l'atmosphère est inférieure à 0°, la vapeur d'eau arrive sur le sol à l'état de neige.

Une grande partie des neiges tombées en hiver fond pendant l'été. Mais, dans les hautes montagnes, où la température s'abaisse à mesure que l'on s'élève, les chaleurs de l'été ne réussissent pas à fondre la totalité de la masse de neige tombée. Aussi le sommet des montagnes élevées est-il constamment couvert de neige, et il existe une limite à partir de laquelle les neiges sont *persistantes*, mais non *éternelles*, comme on les appelle parfois, à tort, puisqu'il en fond toujours une partie.

La limite des neiges persistantes est d'autant plus basse que la région considérée est plus froide : dans les régions polaires, elle arrive au niveau de la mer ; dans les Alpes, elle atteint 2 700 ou 3 000 mètres ; sous les tropiques, elle s'élève à près de 5 000 mètres d'altitude. Cette hauteur dépend de certaines conditions météorologiques. Sur le versant Nord de l'Himalaya, la limite est vers 5 600 mètres et seulement à 4 900 sur le versant Sud. Dans le Caucase occidental, elle est à 3 500 mètres, et à 4 300 dans le Caucase oriental. En Norvège, par 60° de latitude, la limite des neiges persistantes varie de 1 300 à 1 600 mètres, et par 70° de 800 à 1 000.

Nous avons dit que c'est un tort de nommer *éternelles* les neiges persistantes ; en effet, elles ne s'accumulent jamais indéfiniment sur les montagnes. Une grande partie se précipite dans les vallées, en masses énormes, qui entraînent

avec elles des blocs de rochers et forment les *avalanches*. La masse de neige roule sur une pente inclinée avec une vitesse qui va en s'accroissant, en même temps, elle grossit de plus en plus et renverse tous les obstacles qu'elle rencontre.

Beaucoup d'avalanches se produisent d'une façon régulière en passant toujours par un même couloir de descente. Ce sont de véritables torrents de neige périodiques. Les plus importantes se produisent au printemps et découvrent complètement la surface d'une portion plus ou moins étendue de la montagne. Les accumulations de débris qu'elles produisent sont dites *cônes d'avalanches* et ont parfois un volume énorme.

En suivant les pentes de la montagne, les neiges persistantes finissent par s'accumuler dans des dépressions ou *cirques*, dominés par les hautes cimes, et là elles subissent une transformation. En effet, quand la neige tombe, elle se présente en petits cristaux à six branches, réunis en flocons, et laissant entre eux de nombreux interstices remplis d'air. Accumulés dans les cirques, ces petits cristaux, pressés les uns contre les autres, expulsent l'air, fondent par suite de la pression, et deviennent de petits grains arrondis entre lesquels circule l'eau de la fusion. Cette eau se solidifie pendant la nuit, et la neige est transformée en une masse granuleuse, présentant une cohésion assez grande pour que la marche y soit facile.

Cette neige granuleuse, peu cohérente, contenant des bulles d'air est ce qu'on nomme le *Névé*. Dans les Alpes, les accumulations ou champs de névé ne se rencontrent qu'à une altitude inférieure à 3 300 mètres. Au-dessus, on ne trouve qu'une neige fine sur laquelle les rayons du soleil n'ont presque pas d'action, grâce à la sécheresse et à la raréfaction de l'atmosphère.

GLACIERS. — En général, les cirques où se forment les névés communiquent avec des gorges profondément en-

caissées. Le fond du névé et la pente naturelle de la gorge déterminent un glissement lent, accéléré par le poids des masses supérieures, et la masse neigeuse ainsi comprimée fond en vertu des lois physiques de la fusion. Cette fusion amène l'expulsion de l'air interposé entre les globules du névé; puis, sous l'influence de la température, la fusion ayant eu lieu au-dessous de zéro, le tout se solidifie en une masse de glace cohérente et compacte dont l'ensemble constitue un *glacier*.

Dans certains cas, la limite entre le champ de névé et le glacier est très nettement indiquée au sommet de la gorge par une crevasse dite *rimaye* marquant exactement le lieu où la pesanteur amène la chute du névé dans la gorge. Au fur et à mesure que le glacier descend dans la gorge, les causes de fusion se multiplient, car il gagne bientôt l'extrême limite des neiges persistantes, mais l'épaisseur de la couche de glace combat efficacement ces causes de disparition.

On peut donc définir un glacier, un champ de glace alimenté par des cirques remplis de névés, qui sont, en quelque sorte, ses réservoirs, et les cirques eux-mêmes sont remplis constamment par la neige venue des cimes. La descente de cette neige forme les névés, la descente des névés produit le glacier.

Quant à la neige, elle provient elle-même de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, laquelle vapeur n'est que le produit de la vaporisation de l'eau des océans sous l'action des rayons solaires. C'est ainsi que Tyndall a pu dire, très justement, que la chaleur est l'origine même de la formation des glaciers.

Dans les contrées arctiques, la glace couvre le sol d'un manteau compact et les glaciers descendent jusqu'à la mer. Dans les Alpes, les glaciers ne dépassent guère l'altitude de 1 750 mètres. Le glacier du Grindelwald arrive cependant à 980 mètres.

Les glaciers alpins sont très nombreux, Saussure en

comptait 2 000 qu'il partageait en deux catégories : les glaciers encaissés et les glaciers suspendus.

Les premiers, formés de glace compacte, reposent sur le fond de vallées très étroites, dont les parois abruptes les protègent contre la fusion. Les seconds sont étalés sur les versants et n'ont aucun abri contre les rayons du soleil ; aussi leur fusion est-elle rapide et la glace qui les compose est peu compacte et poreuse. Ils sont beaucoup plus répandus que les glaciers encaissés.

Dans les Alpes, les grands glaciers atteignent une longueur de plusieurs kilomètres : la Mer de Glace mesure 12 kilomètres, et, dans l'Oberland bernois, le glacier d'Aletsch atteint 23 kilomètres. Quant à la largeur, elle est très variable, car les vallées qui les encaissent présentent des rétrécissements et des élargissements, elle est toujours faible comparée à celle des cirques et des champs de neige qui l'alimentent.

L'épaisseur des glaciers est difficile à mesurer. Les crevasses profondes sont fréquentes, mais il est bien rare qu'elles traversent toute l'épaisseur du glacier. Ensuite, la verticalité des parois de la crevasse est incertaine. Quant aux sondages, ils peuvent aboutir à une saillie du fond qui diminue l'épaisseur de la glace. Agassiz a sondé le glacier de l'Aar jusqu'à 200 mètres sans atteindre le fond, et les forages n'ont pas donné de meilleurs résultats.

Marche des glaciers. — Bien qu'immobile en apparence, la glace chemine dans le sens de la pente. Ce fait est bien connu de tous les montagnards, et nous n'en citerons qu'un exemple. En 1788, les guides de Saussure abandonnèrent, au pied de l'Aiguille Noire, une échelle qui fut revue en 1832 par Forbes, à 4 050 mètres plus bas, elle avait avancé de 92 mètres par an ; en 1845, Ch. Martins en retrouva les débris à 4 420 mètres de son point de départ. D'ailleurs, un glacier accumule à son extrémité libre des blocs de rochers tels qu'on en trouve en place sur les crêtes, et il semble évi-

dent que ces blocs ont été charriés jusqu'au point où on les observe.

Des mesures précises sur le mouvement des glaciers ont été effectuées par Agassiz, Forbes et Tyndall. Pour les effectuer, on plante sur une ligne transversale au glacier des piquets verticaux qu'on observe de la rive et dont on relève la position au théodolite. De cette façon, les observateurs constatent non seulement la marche du glacier, mais encore en déterminent les lois.

Celles-ci sont identiques à celles du cours des eaux. Le déplacement est plus rapide au centre que sur les bords, et va en décroissant de la surface au fond. La vitesse augmente dans les parties resserrées et diminue dans les régions élargies. Dans les tournants, la ligne de vitesse maximum se rapproche de la rive concave et il y a surélévation du glacier sur la rive convexe. Pour la traversée d'une gorge, il y a en amont ralentissement, et dans la gorge même accélération avec gonflement vertical.

Ces lois sont, sans exception, celles du déplacement de l'eau dans les rivières ; il n'y a de différence que dans les nombres qui mesurent la vitesse. En général, les glaciers des Alpes ont une vitesse moyenne de 100 mètres par an. On cite des cas exceptionnels comme celui du glacier de Vernagt dans l'Otzthal, qui, le 1er juin 1845, avança de 12 mètres, soit presque 1 centimètre par minute, le mouvement était visible à l'œil nu. De 1846 à 1850, la Mer de Glace eut une vitesse de 68 centimètres par jour. Au Groënland, la vitesse est plus grande, et les glaciers vont très rapidement vers la mer. Le glacier de Jacobshavn avance de 14 à 20 mètres par jour.

Le ralentissement du mouvement de la glace au contact des parois de la vallée est traduit souvent par l'aspect de sa surface, lorsqu'il s'y produit des *bandes boueuses* dont voici l'origine. Lorsque le fond de la gorge passe brusquement d'un niveau à un autre, il se forme une véritable cascade de glace, au pied de laquelle les menus débris, sables et boues

s'accumulent en demi-cercle. Ces boues, emportées par le mouvement du glacier, cheminent à sa surface en formant une courbe convexe vers l'aval, et dont la convexité s'accuse avec les progrès de la descente. Le milieu prend sur les extrémités une avance de plus en plus grande. D'après Tyndall (1), l'écartement de deux bandes boueuses serait, pour la Mer de Glace de 110 mètres, c'est-à-dire à peu près le trajet de la glace pendant un an, et chaque bande représenterait les débris transportés en une année.

Mentionnons une différence entre les glaciers et les rivières: la vitesse des premiers est influencée par la température, tandis que celle des cours d'eau ne dépend que du débit et de la pente. La vitesse moyenne d'un glacier est, en hiver, la moitié de la moyenne d'été. Ainsi, on peut dire que l'analogie d'un glacier avec un fleuve est d'autant plus exacte que la température est plus élevée.

Nous pouvons concevoir le mouvement d'un glacier, comme un glissement accompli sur le fond d'une vallée. Ce glissement est favorisé par la *plasticité* de la glace qui se moule exactement sur les parois contre lesquelles elle est pressée. La raison de cette plasticité est dans le phénomène du *regel*. Si l'on comprime deux morceaux de glace l'un contre l'autre, on arrive à les souder. En effet, en vertu des propriétés particulières de la glace, la pression exercée sur sa surface amène l'abaissement du point de fusion; donc, suivant les surfaces comprimées, la glace se transforme en eau, une absorption de chaleur latente accompagne cette fusion, et cette eau se trouvant à une température inférieure à 0° se solidifie à son tour, et maintient soudés les deux morceaux de glace. C'est en vertu de ce phénomène qu'une boule de neige bien serrée devient une boule de glace (2).

(1) Tyndall, *les Glaciers*.

(2) Ce phénomène, découvert par Faraday, a été étudié de très près par Tyndall, qui, dans son livre, *la Chaleur mode de mouvement*, rapporte nombre d'expériences curieuses. C'est à cet ouvrage que nous renvoyons le lecteur.

D'autre part, M. Bianconi a montré qu'une barre de glace prise entre + 10° et + 6° peut affecter une flexion sensible lorsqu'on la charge à l'une de ses extrémités. Cette expérience réussit mieux avec la glace provenant d'une compression de la neige, qu'avec la glace d'un lac. Toutes les expériences tendent à prouver que la plasticité de la glace est surtout sensible au-dessus de 0°.

Des phénomènes de ce genre se produisent dans les glaciers. La pression est produite par la glace des régions hautes de la vallée qui agit sur celle de la partie inférieure. Cela suffit pour expliquer les mouvements des glaciers et leur analogie avec ceux de l'eau courante.

C'est d'ailleurs parmi les torrents plutôt que parmi les rivières qu'il convient de chercher des points de comparaison.

Le cirque qui enferme le névé est un bassin de réception, la vallée un canal d'écoulement, et nous allons voir que la *moraine* terminale est l'équivalent du cône de déjections.

Malgré sa plasticité, la glace ne peut pas subir de bien grands efforts de compression ou de tension et cette incapacité se traduit par la formation sur la surface d'un glacier de *crevasses*. Chaque fois qu'un rétrécissement se produit, la masse du glacier est sollicitée à diminuer sa section, ce qui détermine la production de lames de glaces séparées par des crevasses longitudinales, c'est-à-dire dirigées selon le sens du déplacement. Quand elle est sollicitée à s'allonger sur une pente rapide, la glace se brise en aiguilles ou *séracs*, dont l'instabilité est bien connue et redoutée des ascensionnistes. De plus, l'inégalité de vitesse sur les bords et au milieu, produit partout des crevasses transversales de la manière suivante.

Supposons une ligne droite tracée transversalement sur la surface d'un glacier. La vitesse de celui-ci étant moindre au bord, au bout d'un certain temps, la droite sera devenue une courbe convexe vers l'aval ; il faut, pour réaliser cette forme qu'elle s'allonge, mais la glace étant peu extensible, cette tendance à l'allongement fera naître des lignes de cassure

normales à la courbe. C'est dire que des deux rives opposées partiront des crevasses, formant entre elles un angle, dont le sommet se trouve en amont. Enfin, il y a encore les crevasses frontales qui se produisent à l'extrémité libre du glacier. Là, l'espace offert à la glace étant plus vaste, il y a une tendance à l'élargissement, et celui-ci ne peut se produire que si la masse se fend dans le sens vertical. Les crevasses frontales divisent, en somme, l'extrémité du glacier en plusieurs feuillets séparés par des espaces béants.

La pression considérable à laquelle est soumise la matière d'un glacier, accélère l'expulsion de l'air à travers les fissures, la compacité de la glace devient plus grande et le phénomène se traduit par une coloration bleue très nette, suivant certaines lignes irrégulières qu'on nomme les *veines bleues* du glacier.

Transport par les glaciers. — Puisqu'un glacier chemine, les blocs de rocher qu'il porte suivent son mouvement et tendent à se rapprocher de son extrémité. C'est ainsi que la glace devient un agent de transport de matériaux. La dégradation continuelle que subit de la part des agents atmosphériques une cime non couverte de neige, amène sur la superficie d'un glacier les masses de débris qui tombent, chaque année, des parois de la vallée encaissante. Ces débris s'accumulent au pied des escarpements et forment, le long du glacier, deux traînées, dites *moraines latérales* qui laissent entre elles un espace où la surface du glacier reste découverte (fig. 7). Il semble que les blocs de rocher, tombant dans les crevasses qui naissent sur leur passage, devraient s'engouffrer dans l'épaisseur du glacier. Cela ne se produit pas, pour deux raisons. En premier lieu, la chute des blocs les jette rarement à une grande profondeur et, avant que le transport les ait conduits à l'extrémité du glacier, la fusion superficielle réduisant l'épaisseur de la couche de glace qui les revêt, les fait réapparaître. En second lieu, la manière dont s'opère la marche du glacier tend à rejeter de chaque côté tout ce qu'il

renferme de matériaux solides. Les pressions auxquelles est soumis un rocher engagé dans son épaisseur sont différentes en ses divers points, puisque la progression est moindre sur les bords qu'au milieu. Aussi, ces pressions se composent-elles pour donner une résultante qui repousse les obstacles du milieu du courant et les accumule sur les bords. C'est pourquoi la surface d'un glacier sera toujours séparée des escarpements de la vallée qui l'enserrent par deux traînées latérales de gros blocs formant les deux moraines. La position du glacier par rapport à ses moraines est variable ; tantôt la glace les dépasse, tantôt elle est dominée par elles.

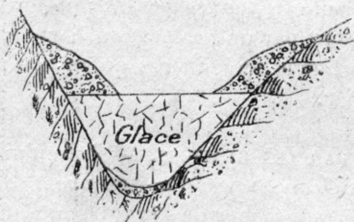


Fig. 7. — Moraines latérales.

En effet, un excès de neige peut augmenter la masse du glacier, sans influer en rien la chute des pierres à sa surface. Au contraire, si la fusion superficielle l'emporte, l'épaisseur du glacier diminue et ses deux moraines le surplombent comme deux falaises. C'était le cas de la Mer de Glace au Montanvers en 1888.

Lorsqu'un glacier reçoit un autre glacier, comme un torrent reçoit un autre torrent, deux moraines latérales peuvent se réunir, par exemple la moraine droite de l'un et la moraine gauche de l'autre. De la sorte, il se forme une *moraine médiane* qui suit son cours en aval.

La moraine médiane forme toujours à la surface du glacier une saillie longitudinale, car elle protège contre la fusion la glace qu'elle couvre. Cet effet se manifeste avec une grande intensité lorsque plusieurs moraines médianes s'unissent, la

surface protégée s'élève souvent d'une dizaine de mètres au-dessus du niveau directement soumis à la fusion. Les blocs de rochers qui composent les moraines médianes subissent un simple transport, ne sont pas soumis au frottement et conservent leurs arêtes nettes, tandis que ceux des moraines latérales subissent une pression de la part de la glace et des autres matériaux transportés, arrondissent presque tous leurs angles. Aussi, trouve-t-on, dans une moraine latérale, un mélange de fragments à arêtes vives et de fragments arrondis.

Le transport par un glacier ne dépasse jamais son extrémité libre où tous les éléments des moraines latérales et mé-



Fig. 8. — Moraine frontale.

dianes s'accumulent pour former une *moraine terminale* ou *frontale* (fig. 8). Quand le glacier s'étale à son extrémité, la moraine forme une digue convexe plus épaisse, là où l'apport des matériaux est le plus actif, c'est-à-dire à ses extrémités. Mais si le glacier est la source d'un torrent, le courant de celui-ci brasse constamment les matériaux, rejette à droite et à gauche les blocs qui formeraient la moraine; ceux-ci, dès lors, ne composent plus qu'une masse de débris et de boue dans laquelle le torrent se creuse un lit, qu'il remanie pendant ses crues.

La fusion de l'extrémité libre du glacier amène la production d'une autre sorte de dépôt glaciaire. La moraine frontale est constamment parcourue par des ruisseaux provenant de la fonte de la glace. Ces ruisseaux n'ont jamais la puissance nécessaire pour entraîner les gros blocs. Tout au plus peuvent-ils, aux époques de crue, les entraîner un peu en

avant de la moraine. De cette façon, au débouché de tout glacier, il se forme un amas de cailloux rappelant, par son aspect général, le cône de déjection d'un torrent. On le distingue de la moraine, en ce que la boue y fait défaut et que les éléments en sont disposés horizontalement, ce qui révèle l'action unique de l'eau courante. On donne à ces dépôts le nom de *cailloutis glaciaires*. Les glaciers des régions arctiques sont particulièrement aptes à les former ; mais on en observe de bons exemples dans les Alpes orientales.

§ 2. Érosion par les glaciers.

Nous avons suffisamment caractérisé, dans le paragraphe précédent, le travail d'un glacier, pour avoir le droit de l'envisager comme une sorte de fleuve solide, de vitesse faible. Essayons, à présent, de pousser plus loin l'analogie. Si notre comparaison est exacte, elle doit se poursuivre dans le travail d'érosion, et nous devons nous attendre à trouver, pour le mouvement de la glace, le même résultat final que pour le cours de l'eau, qui est d'obtenir un profil d'équilibre stable. Nous allons voir que, pour y parvenir, le glacier modifie son lit par tous les moyens dont il dispose.

Il affouille les matériaux meubles et les entraîne ; la glace pénètre dans les fissures des roches du fond et les fait éclater ; enfin, les blocs transportés agissent sur les blocs des rives, ou du lit, pour les rayer et les polir. Cette action est, en outre, peu intense dans les portions à faible pente et s'exerce avec beaucoup d'intensité aux points où l'inclinaison acquiert son maximum. Là, se produisent les véritables cascades de glace dont nous avons parlé et qui creuseront profondément leur base.

Tous ces phénomènes seraient impossibles à constater sans la variabilité du régime des glaciers, que nous expliquerons dans un instant, et qui met à découvert une portion du lit. En outre, à une époque qui n'est pas extrêmement éloignée de la nôtre, et dont nous reparlerons, dans

les derniers chapitres de ce livre, l'extension des glaciers a été considérable, et les traces qu'ils ont laissées permettent au géologue de se rendre compte de leur puissance d'érosion.

Les débris anguleux, enchâssés dans la glace, frottent par leurs angles sur les parois et y tracent des stries dont le sens est celui du mouvement du glacier.

Quand la roche du fond est dure, c'est elle qui raye les blocs jusqu'à ce que leurs saillies, usées peu à peu, disparaissent sous une surface arrondie et polie. Sur les roches très dures, ces stries sont rares ; on y observe surtout des rainures profondes. Sur les calcaires, les stries se produisent avec la plus grande facilité et ressortent d'autant mieux, que ces roches prennent un beau poli. Cependant, quelques années d'exposition à l'air les font entièrement disparaître ; elles ne se conservent qu'à l'abri d'un revêtement protecteur, comme cette boue glaciaire dont il a été question d'autre part.

En un même point d'un glacier, les stries des roches sont parallèles entre elles, et, dirigées dans le sens du mouvement, c'est-à-dire qu'elles sont descendantes ; mais lorsque la glace est forcée de franchir un obstacle, les matériaux qu'elle entraîne suivent ce mouvement, et les stries tracées par eux peuvent aller en montant.

Sur le fond du lit, les graviers et les sables agissent à la manière d'une meule polissant toutes les roches. Aussi, quand le glacier recule, en laissant son lit à découvert, toutes les saillies tournées vers l'amont sont mamelonnées, arrondies ou, suivant l'expression usuelle, *moutonnées ;* et c'est là une apparence caractéristique des glaciers, et qui permet de distinguer aisément l'action glaciaire de l'action torrentielle, car les roches ne sont moutonnées qu'à l'amont. Leur face tournée vers l'aval conserve ses saillies.

Les cailloux entraînés sur le glacier par les torrents qui s'y frayent un passage produisent les effets habituels ; ils donnent naissance à des *marmites de géants*. Ceux qui ont

servi au polissage du fond reçoivent, de la part de la roche sur laquelle ils ont frotté, un polissage et une striation qui décèlent indubitablement l'action glaciaire quand on les remarque sur des cailloux rencontrés dans des amas de débris non stratifiés. Les stries et les rainures s'y entre-croisent, car ces matériaux ont souvent changé de position. Une longue exposition à l'air, ou l'agitation dans une eau vive charriant du sable, amène la disparition de ces traces.

Les matériaux non rejetés à droite et à gauche par le glacier tombent au fond, et là, en raison de la formidable pression qu'ils supportent, sont transformés en une boue grise,

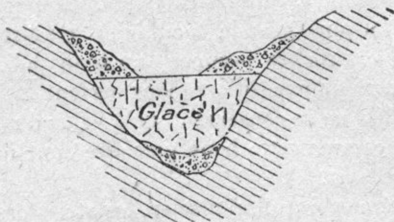


Fig. 9. — Moraine profonde.

fine, jonchée de cailloux striés et polis, qui constituent une *moraine profonde* (fig. 9). C'est surtout aux dépens de son lit que le glacier édifie cette moraine, qui n'est jamais très épaisse, et diffère des moraines superficielles en ce qu'elle ne renferme, avec la boue, que des cailloux arrondis et frottés. C'est cette boue qui donne aux torrents, issus des glaciers, leur aspect blanchâtre. Quand elle trouve une zone tranquille, où elle peut déposer, elle forme une argile compacte qui se distingue, par la finesse de son grain, des boues charriées par les torrents ; en outre, sa couleur grise ou blanchâtre décèle son origine, prise à l'abri de l'air, qui contraste avec la teinte ferrugineuse des limons déposés par les eaux torrentielles.

Variabilité des glaciers. — Un glacier ne changerait

jamais de volume, s'il s'établissait un rapport constant entre l'alimentation et la fusion superficielle (ou *ablation*). Ce cas n'est jamais réalisé et, comme les conditions atmosphériques sont essentiellement variables, l'épaisseur d'un glacier et la position de son extrémité libre varient à tout moment. Les observations établissent que les oscillations que subit le régime d'un glacier sont assez fortes pour qu'un intervalle de vingt années donne lieu à un déplacement d'un kilomètre pour l'extrémité.

Alimentation. — L'alimentation d'un glacier dépend, nous l'avons vu, de la quantité de neige tombée, d'où il suit que les hivers pluvieux dans les plaines et neigeux sur les sommets sont éminemment favorables à l'alimentation. Mais la rapidité avec laquelle variera l'accroissement du volume de la glace sera différente, suivant les cas, et dépendra surtout de l'ablation. C'est, en effet, à la naissance d'un glacier que l'influence d'un excès de neige se fait sentir, à supposer que l'augmentation de pression accroisse la vitesse de déplacement, ce ne sera qu'au bout de plusieurs années que l'extrémité libre recevra une impulsion, à condition, encore, que l'action calorifique à laquelle elle est soumise reste constante. Par contre, une fois cette impulsion donnée, elle se poursuivra pendant un temps assez long, suivant l'augmentation de la masse du névé, laquelle est proportionnelle à l'étendue du cirque qui le contient. Le névé agit donc comme un régulateur; il assure la constance du régime glaciaire, comme un lac assure la stabilité du régime d'un cours d'eau.

Ablation. — Quant aux variations dans la fusion superficielle, la mesure en est très difficile. Un excès de chaleur pendant l'été amène, dans le glacier, une diminution de volume qui se fait sentir sur toute la surface. A l'inverse d'un excès d'alimentation, un excès d'ablation déterminera un recul immédiat d'autant plus sensible, que le glacier sera plus faiblement alimenté. C'est ainsi qu'un été brûlant fera reculer l'extrémité libre d'un glacier mal alimenté, tandis

qu'il n'aura qu'une action faible sur un glacier entretenu par un névé puissant.

Il faut ajouter à cela que l'effet des chaleurs estivales varie suivant les circonstances locales. En effet, un glacier profondément encaissé peut être presque entièrement recouvert par ses moraines, et, d'après ce que nous savons de l'action protectrice d'une moraine médiane, nous pouvons comprendre que la température pourra n'avoir qu'une très médiocre influence. Enfin, la direction de la vallée doit entrer aussi en ligne de compte : un glacier exposé aux vents du Sud fondra plus rapidement qu'un glacier tourné vers le Nord. C'est dans ces causes que réside l'explication de cette observation, souvent signalée, de la discordance dans la marche de deux glaciers voisins, l'un reculant, tandis que l'autre avance.

La configuration du terrain accentue aussi, dans une notable proportion, les changements de régime, la convergence des vallées, notamment. Elle amène l'union des portions inférieures de glaciers issus de points éloignés, et comme la réunion de plusieurs rivières donne un fleuve dont la largeur est moindre que la somme des largeurs des affluents, de même la réunion de plusieurs glaciers donne un glacier de largeur inférieure à la somme des largeurs des composants. Cette réduction a pour conséquence une augmentation de la vitesse et de l'épaisseur de la masse de glace. L'ablation ne s'exerce qu'à la surface libre et le glacier total est mieux à même de se défendre contre elle. D'où il suit que la réunion de plusieurs glaciers indépendants suffit pour faire progresser l'extrémité commune. C'est de la sorte qu'à l'époque glaciaire, le glacier du Rhône, augmenté de tous les glaciers suisses et français de la Savoie, poussait ses moraines jusqu'à l'emplacement actuel de Lyon.

Remarquons, dès à présent, qu'un tel effet est réalisable par le seul fait d'un accroissement dans les chutes de neige, lequel peut se produire sans que la température moyenne baisse sensiblement. Seulement, une fois l'effet produit,

l'influence des névés et des glaces se faisant sentir, une action réfrigérante s'exercera alentour, d'où résultera un changement dans le climat local. Ce changement sera la conséquence et non la cause du phénomène. Or que faut-il pour déterminer un accroissement dans la quantité de neige tombée? Une plus forte proportion de vapeur d'eau dans les masses d'air mises en mouvement par les vents d'hiver. Et quelle cause introduira cet excès de vapeur d'eau dans l'air? Une évaporation plus grande dans les contrées tropicales. Nous revenons ainsi à cette conséquence déjà signalée plus haut et si paradoxale, en apparence, qu'une augmentation de la température moyenne dans le voisinage de l'équateur est aussi apte à faire naître un régime général de grands glaciers, qu'un abaissement sensible de la température annuelle, dans la région où ils se produisent. Ajoutons que l'influence réfrigérante de ces glaciers ne s'étend pas extrêmement loin, et l'on voit, à la Nouvelle-Zélande, les glaciers s'avancer jusque dans des régions où croissent les fougères arborescentes, plantes reléguées actuellement dans les contrées les plus chaudes du globe. Ainsi, à l'époque où le glacier du Rhône poussait ses moraines à l'est de Lyon, la température n'était pas nécessairement inférieure à ce qu'elle est aujourd'hui.

Quelques exemples sur les oscillations du régime des grands glaciers viendront à l'appui de ces développements théoriques. Dans les Alpes, les glaciers du mont Blanc et du mont Rose étaient, d'après Venetz, très réduits en 1811; de 1812 à 1818, leur progression fut rapide; entre 1821 et 1824, ils reculèrent, pour avancer de nouveau de 1826 à 1830, puis avancer encore de 1836 à 1837. De 1839 à 1842, on nota un recul qui se continua par un mouvement de progression arrêté en 1854. En 1851, le glacier des Bossons avança en un mois de 51 mètres (Ch. Martins).

Le recul des glaciers alpins commença en 1854. Le glacier des Bossons recula en douze ans de 322 mètres, celui de l'Argentière de 181 et celui du Tour de 520. En 1880, le

recul total était de 1 kilomètre, et ces faits se sont reproduits dans tous les glaciers de la Suisse.

Depuis 1879, il semble que la progression ait repris. En 1882, 10 glaciers suisses avançaient, ceux du Valais reculaient encore ; en 1889, la progression s'étendait à 41 glaciers et à 55 en 1890 ; ceux du mont Blanc et une partie des glaciers valaisans suivaient ce mouvement (1). Il semble, d'après les études auxquelles s'est livré M. Forel, que les glaciers des Alpes suivent des oscillations à longues périodes. La durée de celles-ci variant entre dix et vingt-cinq ans, durant chaque période, le sens de la variation est constant.

En Scandinavie et en Islande, un mouvement de recul a commencé vers 1807. Cependant le glacier de Buer dans le Folyefoun (cote Sud-Ouest de la Norvège) avançait encore en 1871 (2). En Islande, le régime des glaciers est aussi variable qu'en Europe.

La marche en avant d'un glacier entraîne le déplacement de la moraine frontale dans le même sens, pendant que les moraines latérales s'allongent. Quand le glacier recule, ces masses ne peuvent suivre son mouvement, et comme il s'échappe toujours un torrent de l'extrémité libre, ce cours d'eau entame la moraine terminale et régularise le dépôt de ses éléments, auxquels il donne une véritable stratification.

Cette stratification des éléments de la moraine s'accomplit encore sous une autre influence dont il nous reste à dire un mot pour terminer notre étude générale des glaciers.

Les oscillations de l'extrémité d'un glacier ont pour conséquence le barrage momentané des vallées latérales et la formation des *lacs glaciaires*. De temps à autre, les barrages se rompent, en occasionnant des catastrophes parfois terribles. Un exemple de ces barrages est fourni par le glacier de Vernagt, dans l'Otzthal, dont nous avons cité la progression exceptionnelle dans l'année 1845. Ce glacier a barré,

(1) Forel, cité par A. de Lapparent. *Ouvr. cité.*
(2) E. Reclus, *l'Europe scandinave.*

cinq fois en 300 ans, la vallée où il débouche, changeant en lac la partie d'amont (1). Ce lac, une fois, se vida en une heure, grossissant l'Inn de 2 millions de mètres cubes d'eau.

De telles ruptures frayent aux eaux un passage à travers les moraines, les blocs se disposent en couches inclinées et donnent naissance à de véritables graviers, les vases sont entraînées au loin, et l'ancien amas de blocs et de boue prend une structure voisine de celle d'un dépôt édifié par un cours d'eau torrentiel.

L'histoire des ruptures des moraines est, par suite des ravages qu'elle cause, partout enregistrée par les traditions locales, et l'étude de ces documents fournit de précieux renseignements sur les variations de climat dans les régions avoisinantes. En effet, l'édification d'un barrage glaciaire, résulte d'un accroissement de la quantité d'eau et de neige tombée. C'est une pareille étude qui a conduit M. E. Richter à assigner une durée de trente-cinq ans à l'histoire complète des lacs glaciaires alpins ; cette période est égale à celle que M. Brückner attribue aux variations du climat européen.

§ 3. Le phénomène glaciaire dans les régions arctiques.

A mesure qu'on s'avance vers le pôle, on observe une remarquable amplification du phénomène glaciaire. Les glaces s'étendent sur de grands espaces de terrain, dont elles masquent les inégalités. De plus, les glaciers arrivent jusqu'à la mer, y plongent leur extrémité libre qui, cessant d'être soutenue par le sol, se rompt sous l'action répétée des vagues ou de la marée. Ces fragments parfois considérables de glaciers s'en vont à la dérive formant les glaces flottantes ou icebergs.

(1) E. Reclus, *la Terre*, vol. I.

Éléments du phénomène. — Le phénomène glaciaire se manifeste sous les hautes latitudes par des éléments de quatre sortes : 1° le champ de glace ou calotte glaciaire ; 2° les grands glaciers qui occupent les vallées ; 3° les glaces flottantes qui se détachent de la côte ; 4° les banquises qui s'étendent entre la terre ferme et la haute mer par congélation de l'eau salée.

Calotte glaciaire. — La surface du Groënland est couverte d'une calotte de glace (*Inlandsis*) qui ne laisse libre qu'une bande de terre de 20 à 25 kilomètres de large entre son bord occidental et le rivage. Quelques presqu'îles complètement découvertes s'avancent jusqu'à 75 et même 100 kilomètres du bord de l'Inlandsis. Mais, en un grand nombre de points, d'immenses glaciers sillonnent transversalement la côte et viennent, véritables fleuves de glace, se jeter dans la mer. L'exploration de l'*Inlandsis* a donné lieu à d'importantes découvertes.

Exploration Nordenskjoeld et Berrgren. — Les premiers explorateurs qui se soient aventurés sur le champ de glace groënlandais sont MM. Nordenskjoeld et Berrgren, en 1870. Ils avancèrent jusqu'à 50 kilomètres de la côte et atteignirent une altitude de 670 mètres, sans trouver aucun sommet perçant la couche glacée. Ils trouvèrent, à son bord, l'Inlandsis crevassé et hérissé d'aiguilles de glace. En s'avançant vers l'intérieur, ils observèrent que la surface devenait houleuse comme celle d'une mer congelée subitement, elle était criblée de trous dont la profondeur ne dépassait pas 60 centimètres. La température était, à l'ombre, de 0°. On comprend, d'après ce qui a été dit plus haut à propos du regel, que la transformation des névés soit assez complète. La fusion est accélérée par des Algues microscopiques de couleur brune qui couvrent la glace et concentrent les rayons solaires ; elles sont associées à une poudre grise, la *Cryoconite*, riche en Silice, en Alumine, en Chaux, en Magnésie, en Potasse et en Soude, contenant un peu d'oxyde de Fer et de Manganèse

avec du chlorure de Sodium, un peu d'acide phosphorique et de l'eau. Avec cette Cryoconite, se rencontrent des particules octaédriques de Fer magnétique sans mélange de Nickel. La fusion qui s'opère au voisinage des Algues et des particules solides amène la formation des trous dont il a été question.

Explorations diverses. — Les explorations du champ de glace groënlandais se sont poursuivies en 1878 (expédition Jensen et Kornerup); en 1883 (2e expédition Nordenskjoeld); puis, enfin, en 1888, M. Nansen parvint à traverser l'Inlandsis de la côte orientale à la côte occidentale, et vérifia, ce que les recherches antérieures faisaient prévoir, la continuité de la calotte de glace.

Comme les glaciers que nous avons étudiés, l'Inlandsis est sujet à des alternatives de progression et de recul, par suite desquelles la bande côtière gagne ou perd sur la glace. D'après MM. Helland et Nordenskjoeld, cette bande est semblable aux districts côtiers de la Finlande. Les explorateurs y ont relevé la présence de nombreuses collines de gneiss arrondies, sur lesquels les lichens s'accumulent, effaçant les stries glaciaires. Entre ces collines sont interposées des vallées contenant des roches moutonnées et de petits lacs. Il n'y a pas de moraines, ce qui est explicable, puisqu'aucune roche ne domine le champ de glace.

Glaciers. — Quant aux glaciers proprement dits, ils occupent les principales lignes de dépressions ; seulement, au lieu d'être profondément encaissés, comme les glaciers des montagnes, ils ont pour limites des crêtes basses offrant de nombreux passages par où ils se réunissent à la calotte continue. Ils ne sont réellement séparés les uns des autres qu'à leur embouchure dans la mer, embouchure qui peut être un fjord. Beaucoup des glaciers du Spitzberg, par exemple, se développent, sur la mer, par une étendue de 20 kilomètres taillée de falaises atteignant 120 mètres de hauteur (1).

(1) E. Reclus, *l'Europe scandinave.*

L'explorateur Payer a observé, sur les terres de François-Joseph (1), le glacier Dove, qui s'étend sur un front de 60 kilomètres.

Les glaciers polaires n'ont pas de moraines frontales, et les moraines latérales sont très réduites. En effet, les parois encaissantes font défaut ou sont discontinues et éloignées les unes des autres ; dans ces conditions, elles ne peuvent disséminer sur la glace qu'un très petit nombre de blocs. Par contre, dans les parties d'amont, le glacier sème sur son lit un assez grand nombre de matériaux. Voici pourquoi. En raison de sa largeur, ce fond se compose de collines ou de vallées peu accentuées, mais dont les directions sont indépendantes de celle que suit le mouvement de la glace. Celle-ci rencontre donc des surfaces qu'elle remonte en les rabotant pour ainsi dire, et les blocs arrachés, dans le mouvement d'ascension, tombent ensuite dans les dépressions et ne sont pas destinés, comme ceux des glaciers alpins, à parvenir rapidement à l'extrémité libre. La plupart restent en chemin dans les dépressions où ils sont tombés et que dissimule la glace. Là, ils s'usent et forment des moraines profondes composées de blocs et de boue glaciaire.

Les moraines profondes sont fréquemment enlevées par les eaux de fusion qui courent sous tous les glaciers chaque fois que la pente le permet. Au Groënland, ces courants d'eau, parfois très puissants, débouchent dans les fjords en produisant un bouillonnement accentué par la teinte que la boue communique à l'eau. Ce qu'il faut ajouter, c'est que ces bouillonnements persistent en hiver, ce qui prouve que la température du fond du glacier ne s'abaisse pas au-dessous de zéro (2).

Un caractère remarquable des glaciers polaires est la

(1) Entre 80° et 82° de latitude boréale.

(2) On sait qu'une couche de glace de peu d'épaisseur protège très efficacement le sol contre le froid atmosphérique. M. Rink a constaté par 65° de latitude nord qu'à $1^m,20$ de profondeur, la température était de + 1°,25, quand elle était de — 1°,75 à la surface.

grande extension des cailloutis au front de ceux qui, au lieu de déboucher dans un fjord. débouchent dans une plaine. Ces cailloutis sont engendrés par la fonte des neiges; l'eau de fusion remaniant énergiquement la moraine profonde.

Toutes les observations faites sur la marche des glaciers arctiques (1) montrent que le mouvement est dix ou vingt fois supérieur à celui des glaciers alpins. Il faut voir la cause de ce phénomène dans la pression énorme exercée par la glace des contrées intérieures sur les glaciers par lesquels elle s'écoule dans la mer, et aussi par l'absence de frottement qui joue un si grand rôle dans le mouvement des masses de glaces étroitement encaissées des continents tempérés.

Ajoutons, pour terminer l'étude des glaciers polaires, qu'ils font défaut sur les deux tiers de la circonférence du cercle arctique et que le seul tiers où ils aient le développement que nous avons indiqué est celui où passe la terminaison du Gulf-Stream.

On comprend, en effet, en se reportant aux observations présentées dans les pages précédentes, que le courant chaud, alimentant les chutes de neige, ne contribue nullement à amener la disparition des glaces persistantes, mais, au contraire, les entretient et en favorise le développement (Heim).

Glaces flottantes. — L'extrémité terminale de tous les glaciers arctiques, qui aboutissent dans une échancrure de côte, se rompt continuellement, car, obligée, par la pression qu'elle subit, d'empiéter sur la mer, elle ne peut s'appliquer sur le fond, la température des profondeurs marines qui est supérieure à 0° (elle est de + 4° au Spitzberg), amènerait la fonte de la base; enfin, la densité de l'eau de l'Océan, étant plus grande que celle de la glace, l'oblige à flotter.

(1) Ces observations sont dues à M. Helland au Groënland, à M. Wright dans l'Alaska, à M. Rink, à M. Heim, etc.

Pour ces raisons, l'extrémité du glacier flotte et se rompt sous l'action des vagues et de la marée.

Chaque rupture produit une masse parfois considérable dont chacune est un *iceberg* (fig. 10).

On a calculé que, dans un prisme régulier de glace, le rapport de la portion émergée au reste oscille entre $\frac{1}{7}$ et $\frac{1}{8}$. Ce rapport augmente pour les glaces flottantes pyramidales où les limites sont $\frac{1}{4}$ et $\frac{1}{7}$ (Steenstrup). D'après ces nombres, les glaces qui flottent au large de Terre-Neuve et se dressent à

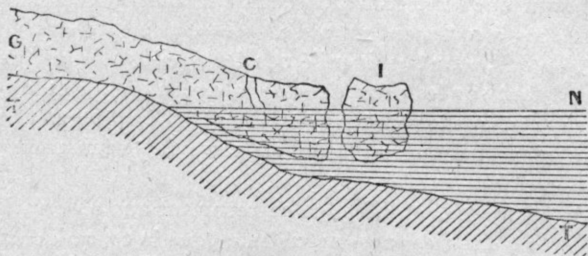


Fig. 10. — Formation de glaces flottantes.

T, T. Terre ferme. — N. Niveau de la mer. — G. Glacier dont l'extrémité flotte librement. — C. Ligne de rupture. — I. Iceberg détaché.

100 ou 120 mètres peuvent mesurer 1000 mètres de la base au sommet. Mais cela ne fournit aucun renseignement sur la hauteur du glacier qui leur donne naissance, car, au moment de la rupture, il peut y avoir un mouvement de bascule qui fait prendre à l'iceberg une position verticale.

Les montagnes de glace ainsi détachées des glaciers ne portent que peu de matériaux solides, puisque les glaciers arctiques n'ont pas de moraines.

L'action de transport est donc à peu près nulle. Mais le refroidissement causé par ces masses glacées mises en mouvement altère sensiblement le climat d'un pays par les brouillards qu'elles occasionnent.

BANQUISES. — On donne le nom de *banquise* à l'ensemble des glaces qui se forment contre la terre ferme par congélation de l'eau de mer.

La solidification de celle-ci a lieu vers — 2°,5 et la portion de glace salée qui émerge est à la masse totale comme 1 est à 4 (Steenstrup).

Les chaleurs estivales, en faisant fondre la superficie de la banquise, contrebalancent l'effet d'une congélation sous-marine. Aussi l'épaisseur des banquises arctiques ne dépasse-t-elle jamais une vingtaine de mètres.

Sur la plage même, la congélation s'opère jusqu'au fond, et les galets adhèrent à la glace. Au printemps, quand celle-ci se détache, elle peut emporter vers des latitudes plus basses une charge de cailloux assez forte.

Si la côte est abrupte, l'action de transport acquiert une puissance bien plus considérable, car, n'étant pas protégées par des végétaux, les pentes se dégradent rapidement sous les actions atmosphériques et les débris en viennent tomber sur la glace.

Lorsque la masse totale entraînée par les courants subit la fusion ou se divise, les matériaux de l'érosion atmosphérique tombent au fond de la mer. C'est à une action de ce genre qu'est due la formation du banc de Terre-Neuve qui couvre 125 000 kilomètres carrés à une profondeur de 200 mètres, au milieu d'une mer de 2 500 mètres. Il est entièrement formé de débris originaires d'une latitude plus élevée, charriés par des glaces flottantes. C'est de la même façon qu'on doit expliquer l'origine des blocs de Granite, de Syénite, de Basalte, de Trachyte, ramenés par les dragues du *Challenger* pendant sa campagne dans les mers australes, débris dont la présence fortifie puissamment l'hypothèse d'un continent antarctique.

Dans les régions polaires, les icebergs poussés par les vagues, s'accumulent au-dessus de la banquise, et forment, autour des terres, principalement des îles, des ceintures d'une dizaine de mètres de hauteur.

La pression à laquelle cet entassement soumet les rochers du rivage est telle, que ceux-ci sont arrondis. En même temps, les cours d'eau, ne pouvant aboutir à la mer, circulent, en été, entre la côte et la banquise et forment, en arrière de celle-ci, un cordon de graviers disposé en terrasse.

Dans les fjords, l'effet de la pression est particulièrement considérable à cause du resserrement des glaces qui amène l'éclatement des rochers, préparé, au reste, par les infiltrations de l'eau et la congélation. Ainsi se forment, dans les falaises, des rainures dues à la pression des glaces et s'étendant en plusieurs étages.

Dans la zone arctique australe, les chaleurs estivales sont négligeables, de sorte que l'épaisseur de la banquise s'accroît indéfiniment.

D'après M. Heim, le maximum de densité de l'eau de mer ayant lieu à — 3°,7, l'eau froide descend toujours et se solidifie dans les couches profondes, de sorte que la banquise s'épaissit par de minces assises successives. C'est pourquoi la banquise antarctique se compose de surfaces planes très étendues, résultat de l'action continue d'une série d'hivers. Ces surfaces, nettement stratifiées, se détachent, flottent et remontent vers le Nord jusqu'au Cap ou jusqu'à l'embouchure de la Plata. Les icebergs atteignent 75 mètres au-dessus du niveau de l'eau, ce qui leur assure une hauteur verticale voisine de 500 mètres.

On doit donc considérer les terres arctiques du Sud comme défendues par un escarpement de glace présentant à la mer un bord abrupt haut de 50 à 60 mètres. Cet aspect s'explique aisément si l'on réfléchit que les banquises anciennes ayant plus d'épaisseur que celles produites par une solidification passagère de l'eau marine, une séparation bien nette doit s'établir entre les premières et la région où les plaques de glace sont exposées à une fusion périodique. Les icebergs antarctiques détachés de la banquise montrent une stratification très nette.

ANCIENNETÉ DES GLACES POLAIRES. — Les conditions physiques de contrées polaires, comme le Groënland, où les précipitations atmosphériques sont peu considérables, n'expliquent pas suffisamment l'épaisseur du champ de glace qui couvre ce continent.

Tous les explorateurs sont d'accord sur l'aspect de l'*Inlandsis*, qui est celui d'une masse d'eau congelée et non celle d'un glacier. Cela suggère immédiatement cette hypothèse que la calotte de glace pourrait être le reste d'une accumulation produite dans des circonstances différentes des conditions actuelles et à une époque éloignée.

Nous ne voulons pas dire, toutefois, que la formation de la glace date d'une époque géologique ayant précédé la nôtre, qu'elle soit fossile, en d'autres termes, puisque des glaçons se formant actuellement peuvent, à la longue, par accumulation et pression résultante, se souder en une seule masse d'une puissance considérable.

Puisque nous avons prononcé le mot de *glace fossile*, notons, en passant, qu'il existe d'incontestables gisements de glace qu'on pourrait appeler *fossile*. Ce sont d'abord ces couches de glace supportant des graviers dans lesquels on retrouve des ossements de mammifères disparus (territoire d'Alaska, Sibérie septentrionale), puis des glaces qui remplissent les fentes d'alluvions anciennes et dont la formation date de l'établissement du climat actuel ; enfin les glaces des îles Liakhoff qui alternent en couches minces avec du limon gelé recouvert par une notable épaisseur de terre végétale.

TRANSLATION DE LA CALOTTE GLACIAIRE. — La théorie de la circulation glaciaire, récemment entrée dans le domaine de la science, a été suggérée par la découverte des débris du navire américain *la Jeannette*, retrouvés sur la côte Sud-Ouest du Groënland, alors qu'il s'était perdu au Nord-Est des îles Liakhoff. Il fallait bien admettre que les épaves avaient été en quelques années transportées par les glaces avec la banquise dans laquelle elles étaient encastrées, on observa que,

selon toute probabilité, les débris du navire avaient dû passer très près du pôle lui-même.

Cette observation importante et quelques autres du même ordre conduisirent le célèbre explorateur norvégien Nansen à risquer vers le pôle la plus audacieuse expédition qui ait été tentée. Il laissa volontairement prendre son navire dans la banquise et s'abandonna au mouvement des glaces. La théorie de la circulation glaciaire, d'abord purement hypothétique, fut vérifiée.

Cette calotte, dit M. Edouard Blanc (1), n'est pas permanente; elle se renouvelle par translation latérale, suivie de désagrégation au Nord de l'Atlantique, tandis qu'elle se reforme d'un autre côté. Il n'existe pas de glace fossile, pas de *mer paléocryptique*, c'est-à-dire gelée depuis des siècles et couverte d'une glace devenue une roche ayant un âge géologique, comme l'avait pensé l'explorateur anglais Nares. La glace ancienne ne peut, comme nous le disions plus haut, exister qu'à l'intérieur de certaines terres comme le Groënland, au fond de certains golfes où se sont accumulés des embâcles. Mais la glace polaire dans son ensemble se renouvelle. Elle se meut par mouvements généraux et, quand aucun obstacle ne l'arrête, elle accomplit en cinq ans son évolution complète; elle ne s'épaissit donc pas sans cesse.

Dans l'ensemble, la translation de la banquise polaire se fait de l'Est à l'Ouest au moins dans l'hémisphère qui renferme le vieux continent, c'est-à-dire qu'elle se meut depuis la latitude du détroit de Behring jusqu'au nord de l'Atlantique; là elle se désagrège en donnant naissance à des icebergs qui descendent vers le Sud.

Au nord de l'Amérique, ce mouvement est beaucoup moins connu. En ce qui touche au secteur de la calotte glaciaire située au nord de l'Europe et de l'Asie, le mouvement de la banquise est tel que l'avait prévu M. Nansen, puisqu'il a transporté le navire *Fram* de l'Est à l'Ouest, par un trajet,

(1) *Société géographique de Paris*, 1899.

soit dit en passant, plus méridional que ne l'avait espéré l'explorateur. Cela peut tenir à plusieurs causes. L'expédition Nansen n'a peut-être pas pu s'avancer assez au Nord avant d'être englobée dans la banquise, ou bien une terre, ou un groupe d'îles importantes dévie le mouvement de translation et lui imprime une direction différente de celle qu'on avait tout d'abord supposée. Un groupe d'îles qui n'arrêterait pas un courant de mer arrête forcément un courant de glace par l'accumulation qu'il produit. Et alors, il est possible que les débris de *la Jeannette* ait été entraînés non par le courant Est-Ouest qui a entraîné le *Fram*, mais par un autre courant inverse de celui-ci.

On est ainsi conduit à supposer l'existence de deux courants glaciaires, l'un longeant vers l'Est la côte septentrionale de l'Europe et de la Sibérie, jusqu'à la Nouvelle-Sibérie, puis tournant au Nord et revenant vers l'Ouest jusqu'aux parages septentrionaux du Spitzberg; c'est le courant qui a fait dévier l'expédition Nansen, il ne s'étend pas jusqu'au pôle. Le second courant partirait de l'extrémité Est de l'Asie, viendrait jusqu'au nord de la Nouvelle-Sibérie, puis retournerait vers l'Est en passant au nord de l'Amérique; c'est le courant suivi par les épaves de *la Jeannette*.

Comme on le voit, la théorie de la translation de la calotte polaire, d'ailleurs toute nouvelle, n'est pas complètemen, élucidée, mais elle ne pourrait tarder à l'être étant donné que plusieurs expéditions arctiques se préparent. Quant aux glaces antarctiques, on ignore si elles sont sujettes à une telle circulation, la présence très probable de grandes terres avoisinant le pôle austral rend cette hypothèse douteuse.

§ 4. Glaces transitoires.

Tout ce qui précède a trait aux glaces persistantes; nous devons nous occuper maintenant de l'effet produit par les glaces qui se forment pendant l'hiver de la zone tempérée et qui, soit en produisant des avalanches, soit en entravant le

cours des rivières, produisent un certain nombre d'effets de transport.

Congélation des lacs et des rivières. — En vertu du maximum de densité de l'eau douce, lorsque les froids commencent à se faire sentir sur une nappe d'eau, la masse superficielle tend à tomber, et bientôt la profondeur extrême d'un lac ou d'un étang est formée d'une couche d'eau dont la température est uniformément de +4°. De cette couche à la surface, la température du lac s'abaisse progressivement.

C'est bien ainsi que les choses se passent dans un lac profond (lac de Zurich, lac de Morat, lac Baïkal). Mais si le lac est peu profond, l'adhérence des graviers du fond à la glace peut se produire et des phénomènes de transport s'ensuivent.

Ce fait est assez aisé à comprendre pour que nous ne multiplions pas les exemples. Les hivers très rigoureux peuvent amener, dans les lacs, un affaissement de la glace sur le fond. A la débâcle, le tout est soulevé, et l'on voit des glaçons emmener des lits de cailloux qui mesurent quelquefois plusieurs décimètres d'épaisseur.

Lorsque, dans une rivière, le niveau s'abaisse assez pour que la congélation ait lieu jusqu'au fond (1), un effet semblable peut se produire. D'ailleurs, il n'est pas rare que la congélation ait lieu du fond à la surface, dans les eaux courantes peu profondes, car c'est au fond que la vitesse de l'eau est moindre. On voit alors flotter, à la surface, des glaçons qui portent des graviers et parfois des galets que le courant était incapable de déplacer; ce phénomène est constant pour certaines rivières de la Sibérie, et les blocs qui jonchent le lit sont parfois transportés à de grandes distances de leur lieu d'origine.

Embâcles. — Dans certains fleuves se produit périodiquement le phénomène des *embâcles*, qui n'arrive qu'acciden-

(1) La congélation de l'eau douce a toujours lieu de la surface au fond, sauf quelquefois dans les eaux courantes.

tellement dans certains autres et augmente la puissance mécanique des glaçons transportés. Voici en quoi consiste un embâcle.

On sait que les groupes d'îles amènent le rétrécissement du lit d'un fleuve, les glaçons arrêtés dans ces passages étroits forment un barrage naturel, en arrière duquel s'accumulent les suivants. Chacun de ceux-ci, pris dans les remous qui se produisent, plonge sous la barrière de glace; le plus grand nombre, vu les dimensions des glaçons, est arrêté, et bientôt l'obstacle est construit de la surface au fond. C'est un enchevêtrement de glaces, au centre duquel la pression détermine la formation d'une voûte qui s'affaisse fréquemment. Ce barrage amène forcément un arrêt dans le cours de la rivière et par conséquent une inondation en amont. Lorsque le dégel arrive, tantôt le phénomène de transport se répète dans de plus grandes proportions, tantôt il arrive que les eaux d'amont cherchent une nouvelle issue sur le côté. En ce cas, après la fonte des glaces, les matériaux solides tombent à la place occupée par l'embâcle et forment sur le fond de la rivière une digue à éléments grossiers. Ce détournement du cours des rivières a dû se produire plusieurs fois dans le passé et influer sur la direction suivie par les fleuves (1). En tout cas, la violence des débâcles donne aux fleuves une puissance mécanique passagère, capable de modifier profondément le profil de la vallée.

Effets des débâcles. — Nous avons déjà signalé qu'en Sibérie, les fleuves transportent à l'aide de la glace d'hiver des blocs que leur force motrice naturelle ne peut déplacer. Des phénomènes analogues modifient fréquemment le delta de certains fleuves. Pour ne pas nous attarder à trop de détails, nous citerons, d'après M. E. Reclus, l'exemple du Yukon, fleuve immense qui traverse le territoire d'Alaska pour se jeter dans le détroit de Behring. En hiver, durant

(1) C'est ainsi que M. Schrader explique les déviations du cours de certains fleuves : le Gave de Pau, le Rhin, etc.

huit mois, son cours est interrompu, et en même temps des icebergs, s'échouant sur les plages près de l'embouchure, se soudent en un long cordon de glace. Au commencement de l'été, la débâcle se produit, les glaces labourent la plage, démolissent les berges et, par les matériaux qu'elles apportent, modifient profondément d'une année à l'autre l'allure du delta (1).

En Sibérie, la solidification de l'eau des sources à une température supérieure à zéro et coulant sur un sol gelé produit les *écuelles de glace*, amas de glace d'une très notable épaisseur, sur une longueur qui peut atteindre 100 mètres.

CONGÉLATION DE LA MER. — Quand la mer vient à se solidifier, comme l'eau salée augmente de densité en se refroidissant, la solidification débute souvent par le fond. Au large des côtes de l'Amérique du Nord, dans la Baltique, des glaces venues du fond entraînent avec elles de grosses pierres qu'elles transportent comme font les glaces des rivières ou les icebergs. Ces effets peuvent se produire dans les contrées tempérées. Dans les temps historiques, dit M. E. Reclus, la mer Noire a été le siège de phénomènes de ce genre (2).

(1) E. Reclus, *l'Amérique boréale.*
(2) E. Reclus, *la Terre*, vol. II.

CHAPITRE VI.

L'ACTION DES ORGANISMES.

L'action des organismes dans les altérations de la surface terrestre est importante. Elle s'exerce surtout dans des régions qui ont atteint un certain état de stabilité quand les rapports des terres et des océans sont fixés et que le travail des agents mécaniques et physiques est devenu insignifiant.

L'activité des organismes se déploie sur les continents et dans les mers. Nous suivrons l'ordre que nous avons adopté jusqu'ici et nous commencerons ce chapitre par l'examen de l'action des organismes sur les continents.

Nous pouvons poser en principe que, sur les terres émergées, les modifications opérées par les végétaux sont plus importantes que les modifications apportées par les animaux. C'est l'inverse qui se produit en mer.

§ 1er. Les organismes terrestres.

Dépot d'origine animale. — Ces dépôts sont de deux sortes, les uns sont dus à l'accumulation des dépouilles d'animaux morts, les autres sont dus à l'entassement de produits résultant de l'activité physiologique de certains animaux vivants.

Dépôts par accumulation de dépouilles. — Sauf dans des cas exceptionnels et dont nous parlerons en détail dans une autre partie de ce livre, les animaux terrestres disparaissent complètement après leur mort, et ce n'est qu'accidentellement que leurs restes contribuent, dans une faible mesure d'ailleurs, à l'accroissement de la surface du globe.

Grottes à ossements. — Dans les pays calcaires, les grottes qui ne sont plus remplies par les cours d'eau deviennent le

refuge des Mammifères carnivores qui viennent y dévorer leurs proies. Elles s'encombrent ainsi d'ossements auxquels les planchers stalagmitiques viennent s'adjoindre pour exhausser le sol. Si la grotte est basse, une crue de rivière peut encore l'envahir, et ce sont les alluvions qui jouent ce rôle protecteur. C'est à de telles grottes qu'on a donné le nom de *grottes* ou *cavernes à ossements*. On en observe quelques-unes en Algérie.

Brèches osseuses. — Quelquefois, les montagnes calcaires offrent des fissures profondes, recouvertes en été par la végétation. Elles servent alors de retraites aux petits Mammifères. S'il survient des pluies, les eaux s'engouffrent dans ces fissures entraînant avec elles des sables, des limons, des graviers, entremêlés de débris végétaux et animaux. Ceux-ci s'entassent dans les portions profondes, ou dans des fentes et forment des agglomérats où des fragments d'os, parfois des squelettes bien conservés sont réunis par un ciment argileux. Ces agglomérats constituent les *brèches osseuses*.

On trouve aussi des sols calcaires creusés de crevasses et d'entonnoirs, dont les neiges de l'hiver masquent l'orifice. Des animaux peuvent y tomber, et y laisser une dépouille bien vite réduite au squelette, lequel sera rapidement recouvert de ce limon rouge qui couvre à peu près uniformément les terrains calcaires.

Nous constatons facilement combien des dépôts opérés dans de pareilles conditions sont peu importants. Il en est d'autres qui peuvent modifier la topographie d'un pays, mais auxquels on ne saurait donner le nom de *dépôts*. Chacun sait que les Castors édifient, dans les rivières qu'ils habitent, des digues dont la puissance est assez grande pour transformer en marécages toute une vallée. Si la rivière peut s'écouler latéralement, son cours est désormais différent de ce qu'il était avant le travail des animaux.

Les îles du Pacifique, au voisinage de l'équateur, sont couvertes, parfois, de grands amas de *guano*. On donne ce nom à l'entassement des excréments d'Oiseaux de mer,

auxquels se mêlent les ossements des oiseaux eux-mêmes, et ceux de quelques animaux qui viennent chercher leur nourriture parmi ces déjections.

Dépots d'origine végétale. — A l'époque actuelle, les plus importants dépôts continentaux d'origine organique, sont ceux de *tourbe*.

Tourbe. — La tourbe est une sorte de terreau, compact à sa base, fibreux à sa partie supérieure. Elle est brune et représente une matière végétale à peine minéralisée.

Origine végétale. — Les débris végétaux y sont visiblement organisés et cimentés par une substance amorphe dite substance *ulmique* ou *humique*, qui représente le dernier terme de l'oxydation de la matière végétale. Dans certaines localités, cette décomposition a donné lieu à la formation d'une matière brune, élastique à l'état humide, se dissolvant dans la potasse en formant une liqueur brune. C'est la *Dopplérite.*

Beaucoup de tourbes contiennent des fragments carbonisés de végétaux, et l'étude microscopique y montre des fibres ligneuses et libériennes. D'autres présentent une superposition de lits minces alternativement foncés et clairs. Ceux-ci représentent les parties végétales les moins oxydées. Dans d'autres enfin, on relève la série de bandes brillantes et de bandes mates, fournies par les parties résistantes des végétaux dont les débris constituent la tourbe.

Tourbières. — Les tourbières sont les lieux de formation de la tourbe dont la production est déterminée par un certain nombre de conditions physiques et organiques que nous allons passer en revue.

Rôle du terrain. — Les tourbières sont des endroits humides, marécageux, dans lesquels la décomposition de la matière végétale s'accomplit sous la protection de l'eau. D'après cela, on doit penser qu'un sous-sol imperméable est indispensable à la formation d'une tourbière. Hâtons-nous de dire qu'il n'en est rien. Les terrains fissurés et spongieux sont éminemment favorables, tandis qu'un terrain argileux

est, au contraire, radicalement défavorable. Nous donnerons un peu plus loin l'explication de ces anomalies apparentes.

De ce que nous savons de la constitution de la tourbe, nous pouvons déduire qu'elle ne se formera que là où une végétation luxuriante de plantes vivant dans l'eau sera établie. La présence de l'eau est nécessaire, puisque nous avons reconnu, dans la composition de la tourbe, une substance végétale oxydée dans l'eau. La condition la meilleure sera, évidemment, celle de plantes dont le pied, fixé dans l'eau, dépérira lentement pendant que la croissance en hauteur se poursuivra. Dans ces circonstances, les tourbières se développeront aussi bien sur le sable que sur la craie, sur un terrain horizontal que sur un terrain en pente, même là où il semble impossible qu'une nappe d'eau puisse se maintenir stagnante.

Rôle de la température. — En outre, on ne rencontre pas de tourbières entre l'équateur et les limites des zones tempérées froides, l'absence de fortes chaleurs est un des facteurs les plus importants et l'optimum de température pour l'établissement des tourbières est compris entre + 6° et + 8°. Dans la zone torride, elles ne pourront se former que sur de hautes montagnes.

Espèces végétales fournissant la tourbe. — Quelles seront les plantes qui végéteront le mieux dans ces conditions? L'expérience et l'observation montrent que ce sont les *Mousses*, dont le développement exige l'absence de hautes températures et un climat humide. En outre, la présence d'une nappe d'eau n'est pas de première nécessité, car, certains de ces végétaux ayant la propriété d'absorber l'humidité atmosphérique formeront eux-mêmes la nappe d'eau nécessaire à la formation de la tourbe.

Parmi les Mousses, il est une famille, celle des *Sphagnacées*, qui possède, au plus haut degré, la propriété d'absorber l'humidité ; mais ces végétaux exigent, en même temps, une limpidité parfaite des eaux. Voilà pourquoi un sous-sol

argileux, qui charge toujours de limon les eaux de ruissellement, est absolument impropre à la formation d'une tourbière.

A côté des Sphagnacées, les *Hypnum*, autre genre de Mousses, peuvent contribuer à la formation du minéral; et aussi quelques Phanérogames comme certaines Saxifragacées et Cypéracées, les Bruyères et même des Liliacées. Mais aucune de ces familles n'égale l'importance des Sphagnacées.

Rôle de l'eau et de l'air. — Ceci posé, il existe deux autres facteurs physiques qui s'ajoutent à la température pour la formation des tourbières, c'est la limpidité de l'eau d'une part, et le libre accès de l'air de l'autre. Ainsi, chaque fois que, dans les zones tempérées, ces conditions seront réalisées, il faudra s'attendre à voir apparaître la tourbe. Elles seront principalement satisfaites si le terrain sous-jacent est granitique. En effet, l'altération du granit donne naissance à un sable superficiel, tandis que l'argile résultant de la décomposition du feldspath se concentre à un niveau inférieur, la superficie reste ainsi spongieuse et les eaux ne peuvent s'infiltrer en profondeur, un tel ensemble constitue un terrain éminemment favorable au développement des Sphagnacées.

Tourbières des pentes. — Remarquons que la pente du terrain n'entre pas en ligne de compte dans ces considérations, et que, par conséquent, dans un sol granitique, les tourbières en sont indépendantes. Mais il n'en est pas toujours ainsi, et l'on donne le nom de *tourbières des pentes* à cette première catégorie.

On observe des tourbières des pentes, dans les Vosges, dans les Alpes, dans les Pyrénées, dans toutes les régions montagneuses de l'Europe.

Autres sortes de tourbières. — Dans les grands marais des régions septentrionales se forment des tourbières d'une seconde catégorie, dites *tourbières des plaines.* Dans ces régions, l'humidité de l'atmosphère, le peu d'élévation de

la température annuelle, joints à la constitution du terrain anciennement rempli de glaces, remplissent des conditions très favorables à la formation de la tourbe.

Ces tourbières qu'on peut observer en Hollande, et dans l'Allemagne du Nord, présentent un phénomène de surélévation qui est une de leurs particularités les plus saillantes. On peut constater une surélévation du centre de 8 à 10 mètres au-dessus des rives. Ce gonflement est l'effet de la vigueur de croissance des *Sphagnacées* au centre du marais, et qui entraînent avec elles la nappe d'eau sous-jacente. Quelquefois le phénomène est passager et a une autre cause: à la suite de pluies, ou après la fonte des neiges, il se produit, dans les marais tourbeux, un gonflement qui soulève tout le sol spongieux de 2 ou 3 mètres, pendant que, par l'effet de la crue, toutes les terres basses sont envahies par les eaux. Souvent ces gonflements entraînent la mort des animaux qui fréquentent les tourbières. Leur corps, enfoui dans les marécages, s'y conserve, car les eaux des tourbières semblent avoir des propriétés antiseptiques. Quant aux arbres, leur tronc demeure debout ou couché, et subit une décomposition lente qui rend le bois plus compact, en lui donnant une teinte foncée comme celle du lignite.

Une troisième catégorie de tourbières est constituée par les *tourbières des vallées*. Elles sont étroites, localisées dans le fond plat de la vallée, et caractérisées par ce fait que ce ne sont pas des *Sphagnacées* qui y forment la tourbe, mais des *Cypéracées* (*Carex*) et des Mousses du genre *Hypnum*. D'ailleurs, les conditions de croissance de ces plantes sont analogues à celles qu'exigent les Sphaignes. Il faudra donc que la pente de la vallée soit faible, de manière que les eaux puissent séjourner dans le fond avant de gagner la rivière, et ensuite que ces eaux proviennent de sources limpides.

Ces conditions étaient très bien réalisées dans la vallée de la Somme, qui contient encore de nombreuses tourbières, mais le défrichement des coteaux a amené de nombreuses

coupes d'arbres, ce qui a diminué l'humidité de l'atmosphère ; en outre, la culture a conduit les industriels à creuser des rigoles pour faciliter l'écoulement des eaux. Toutes ces causes ont amené une diminution sensible dans le régime des tourbières de Picardie.

Enfin, les *tourbières des forêts* forment une quatrième catégorie dont l'origine est facile à expliquer. Les fibres ligneuses du bois et le tissu cellulaire des Sphaignes, ayant la même composition, il est aisé de comprendre que, là où des arbres abattus séjournent dans des eaux stagnantes, il se formera des tourbières. Cependant la tourbe ainsi formée prend naissance aux dépens des écorces et est plus riche en carbone que celle qui tire son origine de la décomposition des Sphaignes.

Transformation des végétaux en tourbe. — Supposons maintenant toutes ces conditions réalisées, soit en plaine, soit en vallée, soit en montagne. Comment les Sphagnacées donneront-elles la tourbe ? La connaissance de sa composition que nous avons acquise dès le début de cette étude va nous être de grande utilité. Les Sphaignes absorbent l'humidité, sous quelque forme qu'elle se présente et se développent vigoureusement en hauteur, mais leur pied s'étiole en restant à l'abri de l'air sous la couche d'eau retenue et dans laquelle il plonge. C'est pourquoi il n'y a qu'une oxydation partielle et non une transformation lente en gaz carbonique qui se formerait à l'air libre. On conçoit aisément que la transformation soit progressive, la tourbe voisine de la surface est récente, c'est la *tourbe mousseuse* dans laquelle la constitution du végétal est très visible ; en dessous, elle est feuilletée et foncée de couleur, mais les espèces végétales, d'où elle tire son origine, restent discernables. A la base, elle est noire, compacte, et les espèces végétales n'y sont plus distinctes. L'analyse chimique montre qu'une perte d'hydrogène et encore plus d'oxygène et, par suite, un enrichissement en carbone est corrélatif de la transformation progressive du combustible.

Bois flottés. — Outre les tourbières, il existe un certain nombre d'autres dépôts végétaux. Ainsi, dans la Sibérie, les fleuves entraînent à la mer des arbres enlevés aux forêts. Ceux-ci, transportés pendant un long espace de temps, sont venus former sur les côtes de l'océan Glacial une bordure noire qui marque souvent la limite entre la banquise et la glace continentale (1).

Au lieu d'arriver jusqu'à la mer, les bois flottés peuvent encombrer le lit des rivières au point d'amener une déviation du cours d'eau.

C'est le cas de là rivière Rouge, important affluent du Mississipi. Son lit est obstrué par une immense accumulation de troncs d'arbres arrachés aux forêts qui bordent les berges d'amont, elle s'étend d'une rive à l'autre, formant une voûte sous laquelle passe les eaux; à mesure que les troncs se détachent et continuent à descendre en aval, d'autres viennent s'amonceler en amont, de sorte que cette agglomération remonte le cours de la rivière. Il a fallu renoncer à détruire cet obstacle et se contenter d'élargir les canaux latéraux pour donner écoulement au cours d'eau (2).

Alluvionnement végétal. — On peut regarder ce dernier cas comme exceptionnel, mais il est très fréquent de voir les végétaux qui croissent sur les rives d'un fleuve faciliter l'alluvionnement. Le plus souvent, les racines aériennes s'entre-croisent, forment des arcades, qui retiennent au passage les débris et les vases. Ces phénomènes s'accomplissent au bord de la mer dans les régions chaudes. Autour des îles Bermudes, les Mangliers, par leurs racines, contribuent ainsi à combler les anfractuosités de la côte. Comme les eaux de la mer nourrissent beaucoup d'Algues calcaires, la côte, dans les baies, s'augmente d'un sol très riche en car-

(1) E. Reclus, *l'Asie russe.*
(2) E. Reclus, *la Terre*, vol. I.

bonate de calcium. Enfin, des amas de plantes flottées viennent souvent former à l'embouchure des grands fleuves des couches de matières végétales, que la décomposition à l'abri de l'air transforme en un combustible intermédiaire entre la tourbe et la houille. Au débouché du Mackenzie, dans le lac de l'Esclave, les bois forment des îles flottantes sur lesquelles d'autres végétaux se développent en les consolidant peu à peu.

Quand les amoncellements s'opèrent dans un delta marin, ils s'étalent sur une surface assez grande, mais aussi sur une petite épaisseur. On a pu reconnaître ainsi, dans le delta du Mississipi, des alternances de trois sortes de végétations successives qui se répètent un grand nombre de fois, sur une épaisseur de 200 mètres.

Rôle des Algues inférieures. — Les Algues de la famille des *Diatomacées* fixent aisément la silice dissoute dans les eaux ; elles s'enveloppent dans une carapace siliceuse qui se conserve après la mort du végétal. L'accumulation de ces carapaces produit une boue verte qui devient, par dessiccation, blanche et pulvérulente. D'autres espèces de Diatomées, vivant dans les eaux douces, produisent de la même manière des bancs siliceux à grain très fin, capables de conserver les empreintes les plus fines. Ces dépôts forment le *tripoli*. Enfin, d'autres Algues de la même famille possèdent la propriété de fixer de l'oxyde de Fer hydraté en même temps que la Silice, et leurs carapaces forment dans les marais un minerai parfois abondant.

Le rôle des Algues inférieures ne se borne pas là; quelques-unes dont nous avons déjà parlé précédemment jouent un rôle dans la formation des dépôts geysériens sur lesquels nous aurons à revenir plus tard, ce sera le moment d'entrer dans les détails nécessaires sur leur mode d'action. Dans le paragraphe suivant, nous allons définir le rôle d'Algues supérieures, les Characées.

Rôle des végétaux vasculaires. — En s'agglomérant dans les cavernes de l'île de la Réunion, les spores de Fougères

forment une roche à laquelle les botanistes Poisson et Bureau ont donné le nom de *Sporite*. D'autres plantes, les Algues de la famille des *Characées*, les Phanérogames aquatiques comme les *Potamogeton* et les *Ranunculus*, fixent le calcaire dans les parois de leurs cellules, et forment des roches dites *travertin*.

En Russie, la décomposition lente des grandes herbes des steppes transforme le sol siliceux en une terre noire, le *tchernoïzem*, qui renferme des matières organiques, beaucoup de Silice (80 pour 100), de la Soude, de la Potasse, de l'Ammoniaque et de l'acide phosphorique. Cette terre noire, qui occupe, dans la Russie méridionale, de grands espaces, recouvrant des collines, fait défaut sur les rives des fleuves et au bord des lacs; on la rencontre aussi en Hongrie et en Moldavie. Elle représente d'anciens steppes, dont les végétaux se sont décomposés lentement, en formant un sol extrêmement fertile.

§ 2. Organismes marins.

Dépots littoraux. — L'accumulation des coquilles d'animaux marins constitue sur quelques côtes des dépôts littoraux. Souvent même, la trituration des coquilles suffit pour donner des sables calcarifères. Les Algues calcaires, comme les Corallines et les Nullipores, forment aussi de véritables couches, telles qu'on en observe par 50 mètres de profondeur dans la baie de Naples. Les Varechs donnent aussi, par décomposition lente, une véritable tourbe marine. Mais c'est surtout aux Protozoaires qu'est dévolu le rôle de fixer la Silice et le calcaire et d'accroître régulièrement l'épaisseur de l'écorce solide. Les *Foraminifères* forment des dépôts étendus à l'embouchure des fleuves, ou des dépôts sous-marins importants dans les golfes des contrées tropicales.

Sédiments profonds. — Dans les grands fonds, les dépôts détritiques, nous l'avons déjà signalé, ne peuvent s'effectuer

qu'exceptionnellement, mais alors interviennent les dépôts d'origine organique. Les cadavres des animaux qui vivent à la surface viennent s'entasser et former au fond des océans, au large des côtes, des sédiments qui se distinguent par la nature des espèces dominant dans la masse.

Boue à Globigérines. — Le plus important de ces dépôts est la boue à Globigérines, que les explorateurs du *Challenger* ont rencontrée dans les mers ouvertes, jusqu'à 5 300 mètres de profondeur. Elle n'existe ni dans les mers fermées, ni sous les hautes latitudes. Dans l'hémisphère austral, elle ne dépasse pas 50° de latitude et dans l'Atlantique Nord on ne l'a rencontrée que sur des fonds situés au sud du Gulf-Stream.

Les organismes dont les débris composent la boue à Globigérines sont des Foraminifères des genres *Orbulina* et *Globigerina* qui habitent les zones pélagiques superficielles et chaudes. La teneur de la boue en calcaire est en moyenne de 64 pour 100, elle descend à 40 quand il y a, avec les Foraminifères, des *Radiolaires*, des spicules de Spongiaires et des carapaces de Diatomacées. Les oxydes de Fer et de Manganèse, les carbonates magnésien et ferrique y sont mêlés au calcaire. Humide, la boue à Globigérines est rosée, teinte due à un peu de l'argile rouge abyssale; sèche, elle est pulvérulente; attaquée par les acides, elle laisse un résidu brun, dont l'analyse révèle une origine volcanique.

Une partie assez considérable de la boue est formée par des petits grains microscopiques de calcaire (*coccolithes* et *rabdolithes*) qu'on attribue à des Algues vivant à la surface.

Plus on descend dans la profondeur, plus la boue à Globigérines devient argileuse, elle revêt vers 5 000 mètres une couleur brunâtre, les coquilles délicates disparaissent et au delà de 5 300 mètres les sédiments sont formés par l'argile rouge abyssale. A des profondeurs moindres, entre 500 et 4000 mètres, la boue des fonds sous-marins renferme de nombreux restes de Mollusques Ptéropodes et Hétéropodes,

associés aux débris de Foraminifères, aux coccolithes et aux spicules de Spongiaires. Cette variété de la boue à Globigérines est quelquefois nommée *boue à Ptéropodes*.

Ainsi lorsqu'on sort du littoral, on rencontre la boue à Ptéropodes, puis la boue à Globigérines et enfin l'argile rouge, de sorte que le calcaire va en diminuant dans les sédiments sous-marins, et finit même, vers 5000 mètres, par disparaître, comme si l'existence du carbonate calcique était, à ces profondeurs, incompatible avec le milieu ambiant.

Boue à Radiolaires. — Dans les grands fonds, on trouve partout des boues siliceuses ou boues à Radiolaires, résultant de l'accumulation de tests siliceux de Radiolaires, associés à des carapaces de *Diatomacées* et à des spicules de *Spongiaires*. Elles contiennent parfois 20 pour 100 de calcaire, provenant des Globigérines, mais plus on descend en profondeur, plus cette teneur en calcaire baisse. D'ailleurst les Radiolaires peuvent vivre à de très grandes profondeurs, et en outre, les Foraminifères des grands fonds se forment un test de particules minérales où la silice domine.

La boue à Radiolaires est colorée en rouge ou en brun foncé par les oxydes de Fer et de Manganèse. Elle s'est rencontrée jusqu'à 8000 mètres, associée à une très petite quantité de matière amorphe.

Si la boue à Globigérines a pu être comparée à la craie, sédiment ancien que nous étudierons plus tard, mais dont les propriétés physiques sont connues de tout le monde, la boue à Radiolaires offre les mêmes caractères que le dépôt plus récent que la craie, connu sous le nom de *Terre des Barbades*.

Boue à Diatomacées. — Dans l'océan Pacifique du Sud, les profondeurs comprises entre 2500 et 3500 mètres sont tapissées par une vase où dominent les carapaces de Diatomacées.

Ces *boues à Diatomacées* sont surtout communes sous les hautes latitudes australes. A vrai dire, on les trouve partout, car ces Algues vivent dans toutes les mers, mais elles sont

plus abondantes dans les mers froides. La boue à Diatomacées est jaune et devient blanchâtre par dessiccation.

Dépôts calcaires et phosphatés. — Outre ces boues, les organismes marins sont capables de former des calcaires solides et des dépôts phosphatés.

Ainsi, au large des côtes de Floride, sous l'influence du Gulf-Stream, les amoncellements des débris de petits Polypiers, d'Echinodermes, de Mollusques et d'autres organismes marins, consolidés par des tubes de Serpules et par des tests de Foraminifères, forment, par 160 mètres de profondeur, un banc de calcaire compact semblable à certains calcaires anciens des Antilles. Ce calcaire ne se forme pas au delà de 500 mètres de profondeur ; il renferme d'assez fréquents nodules à phosphate tricalcique, avec oxyde ferrique et carbonate magnésien.

Nous avons eu occasion de parler des boues vertes riches en glauconie qui se forment au pied des côtes abruptes ne donnant passage à aucun estuaire. Au large du Cap, ces boues, très abondantes, contiennent une notable quantité de phosphate calcique qui englobe et cimente les grains de Quartz, de Glauconie et des tests de Foraminifères ; souvent même, il se produit, entre le calcium et le phosphate, des pseudomorphoses. On observe aussi parfois des concrétions contenant 35 pour 100 de phosphate tricalcique. La provenance de ce phosphate s'explique par la décomposition des débris organiques; d'abord dissous dans la vase, il subit des phénomènes complexes dits de concentration moléculaire autour d'un centre d'attraction quelconque : de là, cet aspect de nodules concrétionnés qu'il affecte toujours. Cette observation sera rappelée fréquemment plus tard, lorsque nous en arriverons à l'étude de strates anciennes dans lesquelles abondent les nodules de phosphate.

Formations coralliennes. — Les formations coralliennes sont des constructions élevées en mer à une profondeur assez faible, par des animaux très inférieurs en organisa-

tion. Au voisinage des côtes, elles ajoutent beaucoup à la terre ferme contre laquelle elles s'appuient, en mer elles amènent l'émersion de nouveaux territoires. Leur étude est donc particulièrement intéressante et exige quelques détails.

Organismes constructeurs. — Tout d'abord, les animaux *coralligènes*, capables non seulement de sécréter du calcaire, mais aussi d'édifier des récifs, appartiennent aux *Coralliaires*, aux *Hydraires* et aux *Bryozoaires* auxquels s'ajoutent quelques Algues calcaires, les *Nullipores* et les *Corallines*.

Les Nullipores, les Corallines et les Bryozoaires ne forment jamais d'associations assez importantes pour constituer un rocher de quelque étendue. Leur rôle est partout de consolider le banc édifié par les Coralliaires en se développant dans les interstices laissés entre les squelettes, ou les différentes parties des squelettes calcaires de ceux-ci.

Sans empiéter sur le domaine de la Zoologie ou de l'Anatomie comparée, il nous faut, pour l'intelligence complète de ce qui va suivre, apprendre sommairement ce qu'est le squelette calcaire d'un Coralliaire.

L'individu coralliaire ou *polype* est un être d'organisation extrêmement simple qui a la propriété de former en bourgeonnant d'autres individus semblables à lui, et chacun d'eux bourgeonnant à son tour, il en résulte une colonie extrêmement nombreuse ou *polypier* dans laquelle chaque individu est distinct, mais où tous sont réunis par un tissu commun, de sorte que les mêmes liquides nourriciers circulent dans toute la colonie.

Mais ce n'est pas tout ; les polypes possèdent la propriété d'assurer la solidité de la colonie, en sécrétant dans leurs tissus du carbonate calcique. On comprend alors que, si un certain nombre de polypes meurent, le squelette ainsi sécrété reste en place et contribue par sa présence à la solidité de l'édifice sans nuire au développement du reste.

Les squelettes calcaires qu'accumulent les *Coralliaires* présentent des formes d'une infinie variété. Les uns, *Millé-*

pores et *Stylaster*, sont extrêmement ramifiés. Chez les *Pocillopora*, les *Porites* et les *Madrépores*, la substance calcaire est régulièrement disposée autour de pores dont quelques-uns, plus grands, sont des centres, autour desquels les autres se rangent. Les *Oculina* sont branchues et d'un blanc de marbre. Les *Astræa* forment une masse encroûtante, il en est de même des *Mæandrina* et des *Agaricia*, les *Fungia* ont la forme d'entonnoir, les *Herpetolithes* et les *Halomitra* sont allongées (1).

Rôle de la température. — La première condition nécessaire au développement des Polypiers constructeurs est la chaleur. Ces animaux n'existent pas dans les mers dont la température s'abaisse, pendant le mois le plus froid, au dessous de +20°. Or le parcours des isochimènes de +20° est irrégulier. Ainsi on trouve des Coraux au large de Rio-Janeiro, par 20° de latitude Sud, et l'on n'en trouve pas aux îles Galapagos, situées dans le Pacifique, sous l'équateur. Cela tient sans doute à la présence d'un courant froid qui remonte du Sud au Nord la côte occidentale de l'Amérique méridionale. De part et d'autre de l'équateur, on peut distinguer deux zones à Coraux, l'une limitée par l'isochimène de 23°,4 renferme tous les genres, l'autre limitée par l'isochimène de 20° ne contient ni *Fungia*, ni *Astræa*, ni *Madrepores;* en revanche, les *Porites* y abondent.

Rôle de la profondeur. — La seconde condition nécessaire pour la vie des Polypes coralligènes est la profondeur. Au delà de 40 mètres, les espèces que nous avons citées peuvent vivre isolément, mais ne s'associent plus en colonies et par conséquent n'édifient plus aucun récif. Il est probable que les causes déterminantes de ce fait sont une diminution dans la lumière et dans l'accès de l'air.

Rôle de la composition de l'eau. — En troisième lieu, une eau très pure est nécessaire aux Coraux. Ainsi ils ne se dé-

(1) Pour l'anatomie, l'embryologie et la classification des Hydraires et des Coralliaires, voir Edmond Perrier, *Traité de zoologie.*

veloppent pas à l'embouchure des rivières, ni sur les rivages de sable ou de vase. L'eau douce, en elle-même, ne serait pas absolument nuisible, car sa densité l'amène toujours à la surface, mais elle charrie des sédiments qui sont, eux, essentiellement nuisibles à la vie des Hydraires et des Coralliaires.

Cela posé, nous distinguerons, avec le géologue J. Dana, deux sortes de formations coralliennes : 1° les *récifs* qui bordent les côtes des îles et des continents ; 2° les *îles* édifiées en plein océan.

RÉCIFS CORALLIENS. — Un récif corallien est un banc de rochers construits par des Coraux au voisinage d'une côte ; il affleure, en général, à la hauteur de la basse mer. De ces récifs, les uns bordent immédiatement le rivage, ce sont les ceintures de récifs ; les autres, ou récifs-barrières, sont plus éloignés de la côte.

Diverses sortes de récifs. — Les récifs-barrières s'élèvent environ jusqu'au tiers de la hauteur de la marée, sauf en quelques points où, par amoncellement de leurs propres débris, ils s'élèvent au-dessus de ce niveau. La surface en est très irrégulière et, la mer en se retirant, y laisse des flaques d'eau où prospèrent toutes sortes d'animaux marins : Oursins, Etoiles de mer, Mollusques, Éponges, etc. Le bord du récif, tourné vers le large, reçoit le choc direct des vagues ; aussi, est-ce le point où le développement des Coraux est le plus irrégulier ; le contour en est dentelé. Les sondages opérés aux alentours des récifs révèlent des particularités intéressantes.

Lorsqu'on s'éloigne vers la haute mer, la sonde indique un fond à pic de 10 à 15 mètres, puis une pente assez douce conduisant à la profondeur de 35 à 40 mètres qui est la base des récifs, ensuite la sonde accuse une pente rapide qui gagne les grands fonds.

Ce même bord, tourné vers le large, est aussi le plus élevé, c'est là que le récif se recouvre d'un revêtement de Nullipores qui continue, qui augmente la stabilité de l'édifice. Darwin

a observé des couches de Nullipores épaisses de 1 mètre et larges de 6.

Entre la côte et le récif-barrière s'étend un bras de mer plus ou moins large, qui est, en grande partie, soustrait aux agitations de l'océan.

Les Coraux qui s'y établissent édifient ce que M. Dana nomme des *récifs intérieurs*. Leur contour est moins dentelé, leur profil moins abrupt et leur surface plus uniforme. A mer basse, ils sont presque toujours submergés. Enfin l'agitation moindre des vagues est une cause du développement moins vigoureux des espèces, car une eau sans cesse renouvelée apporte aux animaux plus d'oxygène dissous et de matières nutritives.

En étudiant le mode de développement des récifs coralliens, nous verrons apparaître une autre différence entre ces deux types.

Une troisième manière d'être des constructions coralligènes est celle de récifs isolés, tels qu'on en observe sur la côte du Brésil. Au Sud de Bahia, par 18° de latitude Sud, au large de l'archipel des îles Abrolbos, existent les récifs de Lixo, rochers isolés dont le sommet s'étale à la manière du chapeau d'un champignon et reste à une faible distance au-dessous du niveau de la mer. Ces chapeaux s'unissent et forment de vastes arches, sous lesquels on a vu plonger des baleines harponnées (1).

D'après l'amiral Mouchez, le pied de ces récifs est souvent assez peu résistant pour être brisé par le choc d'un navire, sans que celui-ci en soit sérieusement endommagé. C'est cette accumulation de récifs en champignons qui forment le récif de Lixo, émergé entièrement à marée basse. Ajoutons que ces récifs exceptionnels ne semblent se former qu'aux points où les bas-fonds s'étendent à une grande distance des côtes et dans des régions où les tempêtes ne sont ni trop fréquentes ni trop violentes.

(1) Ed. Perrier, *Traité de zoologie.*

Structure d'un récif. — D'après ce qui précède, il est facile de se représenter un récif corallien.

A marée basse, il se montrera comme une masse rocheuse irrégulière parsemée de Coralliaires et d'Hydraires vivants, se développant sur un fond rocheux couvert de débris. Ces débris, surtout abondants sur les récifs-barrières, représentent, évidemment, l'effet de la destruction des polypes vivants par les vagues Toutefois, cette destruction n'est pas un inconvénient pour la masse totale, car, en s'amoncelant entre les coraux vivants, les débris forment un remplissage solide que le calcaire des eaux d'infiltration cimente en une masse compacte.

D'autre part, l'influence du choc des lames apportant les aliments et saturant l'eau de l'oxygène nécessaire à la vie, est éminemment favorable au développement des Coraux, et la trituration des fragments sous ce choc incessant produit une vase calcaire qui, se dissolvant dans l'eau, augmente la proportion de carbonate de calcium qui alimente les sécrétions des animaux vivants.

De la sorte le récif sera formé d'une masse compacte de fragments solidement unis et recouverts d'un revêtement de Nullipores, son bord le plus élevé sera tourné dans la direction du vent régnant.

Un récif intérieur est bien différent : la masse rocheuse en est formée par des Coraux en place, les intervalles qui séparent les individus coloniaux sont comblés par du sable ou de la vase calcaire provenant d'une destruction relativement peu intense; aussi la compacité du récif est bien différente et d'un degré moindre; enfin on distingue toujours les Coralliaires qui ont servi à l'édifier.

Une barrière corallienne est souvent interrompue par des embrasures, correspondant aux points où l'apport sédimentaire d'un cours d'eau a été nuisible au développement des Polypiers. Ces ouvertures, en raison de leur origine, sont d'une stabilité absolue.

Quant à la vitesse d'accroissement d'un récif, elle dépend

d'une telle quantité de circonstances, qu'il est difficile de la déterminer exactement. Les chiffres donnés par M. Dana et par M. Alexandre Agassiz sont assez différents et assignent, en tout cas, une durée de plusieurs siècles pour le développement complet d'un récif.

Rôle des récifs. — Quoi qu'il en soit, quand une formation corallienne a atteint le niveau de la mer, elle ne le dépasse pas sensiblement, du moins par l'activité des Polypes ; il faut qu'une autre énergie intervienne, c'est celle des vagues.

Tandis que l'activité des organismes ne peut que réparer les pertes subies dans les assauts de la mer, les vagues jettent les débris arrachés par les tempêtes sur la surface supérieure; ils s'y accumulent bientôt et le récif arrive ainsi à dominer notablement le niveau des hautes marées. A partir de cet instant, l'activité biologique va se manifester de nouveau ; des semences sont apportées par le vent ou par les Oiseaux, des végétaux inférieurs prennent possession des points abrités, la terre végétale apparaît et un îlot de verdure se développe au point le plus élevé de la ligne des récifs. En outre, le bras de mer situé en arrière, bien abrité, devient une lagune que les matériaux détritiques, apportés de la terre par les eaux de ruissellement, comblent peu à peu, et la barrière de récifs devient un rempart à l'abri duquel la terre ferme opère sur le domaine marin une conquête souvent importante.

Iles coralliennes. — Un récif isolé devient, au milieu de la mer, une île corallienne. Sa forme est généralement celle d'un cordon étroit, circonscrivant une lagune. Si le cordon n'est pas complet, la lagune est en relation avec la mer. Mais si le cordon forme un anneau continu, il peut être couvert de végétation et former une riche bordure à un lac intérieur.

En cet état, l'île corallienne est un *atoll* (fig. 11).

La plate-forme annulaire d'un atoll est, en général, assez

étroite (de 50 à 500 mètres) et son niveau n'atteint guère plus de 3 mètres au-dessus de la pleine mer.

D'après M. Dana, le profil d'un atoll offre à considérer les régions suivantes, en allant de la lagune à la mer. D'abord, la bordure de terre végétale sur laquelle s'épanouit la flore des tropiques, puis une plage très inclinée, dominant une plate-forme littorale au niveau de la basse mer. Le bord de

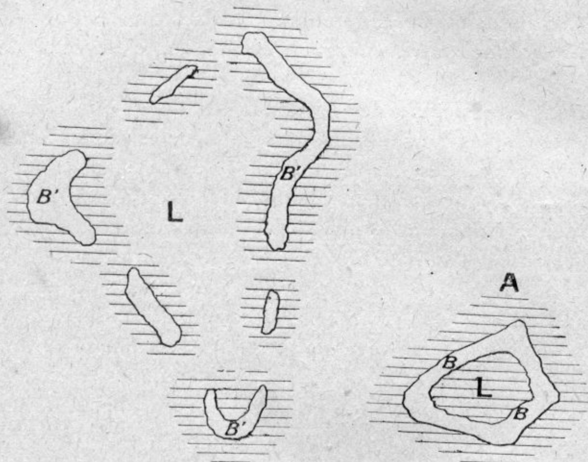


Fig. 11. — Atoll complet et atoll en voie de formation.
L. Lagune. — B, B. Bordure fermée. — B', B'. Bordure ouverte.

cette terrasse, tournée vers la mer, est légèrement surélevé et fortement incrusté par les Nullipores.

Au delà, s'étend un bas-fond où prospèrent des Coraux, puis, à une distance de la plate-forme, qui n'excède pas 200 mètres, la sonde touche les grandes profondeurs (fig. 12).

La terrasse littorale émerge à marée basse, mais est envahie à l'heure du flot, aussi est-elle couverte de sable calcaire et de fragments madréporiques qui augmentent le sédiment littoral.

Quant à la grève elle-même, elle est formée d'un sable

calcaire, jonché de cailloux d'origine corallienne et de débris de coquilles.

Dans les parties constamment émergées, en creusant à une profondeur de 60 centimètres, on trouve un ciment calcaire et une roche compacte. Vers la lagune, la pente est douce et prolongée par une terrasse où se développent, parfois, mais rarement, des Coraux. Dans les îles coralliennes de peu d'importance, la lagune se dessèche, et même, si les pluies sont abondantes, s'emplit d'eau douce. Dans les grands atolls, au contraire, le fond de la lagune est formé de cailloux, de sable, de coquilles, et d'une vase blanche ou brune,

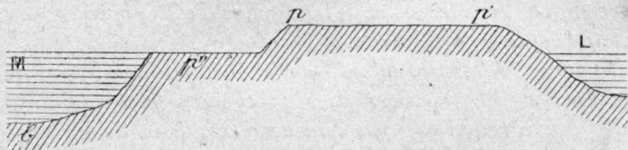


Fig. 12. — Coupe d'un atoll.

M. Mer. — L. Lagune. — *p*, *p'*. Plate-forme émergée. — *p''*. Plate-forme littorale, entre les deux, la plage inclinée. — *b*. Bas-fond.

résidu d'une longue trituration des Coraux qui peuvent s'y développer normalement sans être brisés par les vagues.

Théorie des formations coralliennes. — La nature volcanique des îles du Pacifique a autorisé l'hypothèse, longtemps admise, que chaque atoll était une construction élevée par les espèces coralligènes au-dessus d'un ancien cratère. Une objection indestructible a été opposée à cette manière de voir.

C'est que les cratères, servant de base aux atolls, auraient dû être immergés après leur formation. Or, les matériaux qui forment un cratère sont meubles et hors d'état de résister à l'action des vagues (1).

En outre, il est certains points du Pacifique (îles Mar-

(1) Voir IIIe partie, chap. I.

quises, Gambier, etc.), où il n'y a aucune trace apparente de l'activité volcanique.

Ch. Darwin, en 1842, J. Dana, en 1872, ont établi une théorie qui a obtenu l'adhésion unanime des géologues jusqu'à ces dernières années.

Bien que les recherches récentes et les objections formulées par M. J. Murray, l'un des explorateurs du *Challenger*, et M. Al. Agassiz, aient fortement ébranlé la théorie de Darwin et les développements de M. J. Dana, nous n'en croyons pas moins nécessaire d'exposer brièvement celle-ci, ne serait-ce que pour montrer au lecteur comment, de la précision de recherches et de la rigueur d'observations, deux grands esprits savent déduire les plus ingénieux aperçus.

Théorie de Darwin et de Dana. — Les observations résumées dans les paragraphes précédents étant admises, Ch. Darwin remarque que l'un des caractères de structure des barrières de récifs et des atolls est leur épaisseur bien supérieure à la profondeur de 37 mètres, au-dessous de laquelle il n'est plus de formation coralligène possible.

A l'extérieur d'un récif, aux profondeurs dépassant 100 mètres, la sonde ne ramène plus de Coraux vivants, mais la roche trouvée est identique à celle qui forme le récif. Or cette roche n'a pas pu prendre naissance au-dessous de 40 mètres, donc elle n'a pu être amenée dans la situation qu'elle occupe que par un affaissement du sol. Et cet affaissement doit être assez lent, puisque le sommet du récif, toujours en voie d'accroissement, reste dans le voisinage de la mer.

Une objection pourrait se présenter, c'est que les calcaires ramenés par la sonde à l'extérieur des récifs soient tous pris sur la pente d'un talus de débris dont la base reposerait sur un fond non corallien ; il faut reconnaître que cette hypothèse n'est guère vraisemblable ; alors la tendance à l'affaissement du fond de la mer, au moins dans les régions tropicales, semble une nécessité pour le développement des formations coralliennes.

Imaginons donc, avec M. Dana, un récif qui forme autour d'une île une ceinture. Son bord extérieur, exposé au choc des vagues, s'accroîtra plus vite que la partie contiguë à la côte.

Si l'île s'affaisse moins vite que ne s'édifie le récif, celui-ci formera d'abord une barrière, pouvant laisser entre elle et le rivage de l'île une lagune habitée par les espèces coralligènes (fig. 13).

Mais l'affaissement se poursuivant jusqu'à disparition complète de l'île, la barrière reste seule et devient un *atoll* dont la lagune interne pourra contenir quelques îlots, s'il

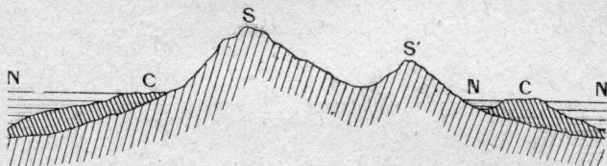


Fig. 13. — Une île et sa ceinture corallienne.
S, S'. Joints culminants de l'île. — N, N, N. Niveau de la mer.
C, C. Formations coralliennes.

s'est développé des récifs au-dessus des points les plus élevés de l'île engloutie (fig. 14 et 15).

De la sorte, un *atoll* marque, d'une part, la place d'une île engloutie, de l'autre, les efforts faits par les organismes marins pour s'opposer à la destruction.

Dans toutes les îles coralliennes observées par Darwin, toutes les phases de la transformation dont il tient compte, dans cette théorie, ont été relevées, et l'objection qu'on pourrait tirer de l'émersion de l'atoll est sans valeur, puisqu'il propose, comme postulatum, que l'affaissement ait été assez lent pour que les vagues aient eu le temps d'amonceler sur la plate-forme corallienne les débris qui l'élèveront au-dessus des hautes marées.

Pour l'illustre savant anglais, la grande épaisseur des récifs coralliens serait comme une attestation de la lenteur

des mouvements, et M. J. Dana, étudiant les lignes de même profondeur du Pacifique, remarque qu'elles forment, au débouché des vallées insulaires, des angles à sommet tourné vers un niveau inférieur, comme si ces vallées même se prolongeaient sous l'eau. Cette apparence est bien celle d'un rivage qui s'enfonce.

Toutefois, cet affaissement, d'après le géologue américain, n'est ni uniforme, ni général.

En effet, tirant une ligne depuis l'île Pitcairn, la plus méridionale de l'archipel Pomotou, jusqu'aux îles Pelew, il observe que les atolls sont tous au Nord de cette ligne, et qu'au Sud on ne trouve que des récifs émergés.

Pour lui, cette ligne serait, comme la charnière autour

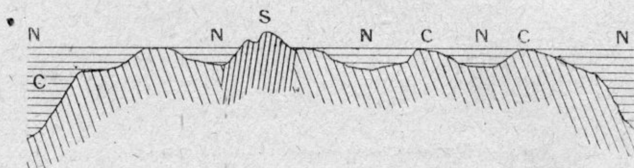


Fig. 14. — Affaissement de l'île dont le sommet s'émerge seul.
C. C, C. Formations coralliennes développées. — N, N. Niveau de l'océan.

de laquelle s'effectuerait un mouvement d'oscillation abaissant le Pacifique nord pour relever le Pacifique méridional.

Comme on le voit, la théorie de Darwin et de M. J. Dana révélerait un phénomène géologique d'une importance de premier ordre.

Recherches nouvelles. — Cependant, en 1851, Louis Agassiz avait montré que la théorie de l'affaissement ne s'applique pas aux récifs de la Floride ; en 1863, M. Semper la montrait en défaut pour les îles Pelew, où tous les types de récifs sont superposés, ce qui implique une succession de mouvements, sans que rien permette de décider qu'il y ait affaissement lent.

En 1883, M. Rein émettait l'opinion que les Bermudes avaient pu être une éminence sous-marine, sur laquelle des

colonies d'animaux marins s'étaient développées jusqu'à exhausser le niveau suffisamment pour que les Coraux puissent en prendre possession.

Les observations recueillies par M. J. Murray, à bord du *Challenger*, ont permis à ce savant de tirer des conséquences qui ébranlent fortement la théorie de l'affaissement.

Observations de M. J. Murray. — M. J. Murray oppose à la théorie de Darwin les objections suivantes : les îles des régions coralliennes sont volcaniques. On ne trouve nulle part dans le Pacifique la trace d'anciennes masses continentales dont la submersion progressive aurait produit une dépression de cette importance, et toutes les terres qui s'élè-

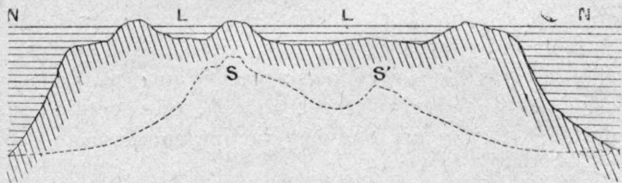


Fig. 15. — Ile complètement affaissée, S, S'. — L, L. Lagune
N, N. Niveau de l'océan.

vent au-dessus de son niveau sont des produits de l'énergie interne. Nous avons appris, par les sondages du *Challenger*, que, là où les dépôts organiques manquent, on ne relève, dans les profondeurs du Pacifique, que des débris d'origine volcanique.

On peut donc penser que des éruptions seules ont élevé dans les mers les récifs et les inégalités qu'on y observe. Les unes forment des îles, les autres, détruites par les vagues, ne sont plus que des plates-formes, rasées jusqu'aux profondeurs où l'action mécanique des vagues est médiocre, et où les Coraux commencent à pouvoir édifier leurs constructions.

D'autres saillies volcaniques, arrêtées à une profondeur trop grande, se sont élevées, grâce à des dépôts calcaires de

nature organique et ont pu ainsi parvenir jusqu'au niveau favorable aux espèces coralligènes.

Pour des raisons, que nous connaissons, sur le bord externe de chaque plate-forme immergée, la colonie coralligène se développant plus vite, la forme annulaire doit prédominer, tandis qu'autour des îles, les récifs ont pris la forme de barrières ou de ceintures, selon que le voisinage de la terre ferme était plus ou moins défavorable à la prospérité des Polypes. De la sorte, les particularités d'un récif donné tiennent à la forme du support et à la facilité d'alimentation des animaux.

Récifs de Tahiti. — L'étude spéciale des récifs de Tahiti, déjà examinés par Darwin, a été reprise par M. Murray qui a relevé un bord abrupt extérieur, jusqu'à 60 ou 70 mètres de profondeur; puis, jusqu'à 300 mètres, un talus de gros blocs coralliens arrachés au récif, s'étendant jusqu'à 400 mètres au large; au delà, une pente de sable corallien et enfin un fond peu incliné composé de débris volcaniques.

Le talus de gros blocs fournit à la partie vivante du récif une terrasse qui lui permet de s'avancer vers la pleine mer. Ainsi, sans recourir à l'hypothèse de l'affaissement, on voit que les récifs coralliens et les *atolls* présentent sur une forte épaisseur une portion abrupte, alors que la partie supérieure seule montre des Coraux en place. Le reste est formé de débris divers qui, avec le temps et sous l'action chimique d'eaux chargées de carbonate calcique, ont perdu leurs caractères distinctifs.

Observations de M. Al. Agassiz. — Les observations de M. Al. Agassiz, de 1883 à 1885, confirment ces vues. Cet explorateur a étudié la Floride, les Indes occidentales, l'Amérique équatoriale, les îles Sandwich, et a trouvé, dans ces régions, *plus de traces de soulèvement que d'indices d'affaissement*, les récifs construits abondent sur le parcours des courants chauds, là où des plates-formes sous-marines, produits de l'amoncellement par des débris organiques,

offrent une base aux édifices coralliens. Aux îles Sandwich, les roches calcaires alternent, dans la profondeur, avec les roches volcaniques.

En somme, si l'affaissement du fond a pu intervenir parfois dans la formation des récifs coralliens, la condition essentielle est la présence d'un plateau sous-marin voisin de la surface et pouvant servir de soubassement à l'édifice madréporique, et ce phénomène n'exige pas, d'une manière absolue, la mobilité du fond de l'océan. C'est la conséquence qui semble devoir être logiquement déduite des plus récentes recherches.

Roches coralliennes. — Les récifs coralliens sont tous composés de calcaire et forment plusieurs variétés qui, comparées aux formations analogues construites pendant les temps géologiques, permettent de tirer certaines déductions instructives au point de vue de l'histoire de la terre.

Les calcaires qui se forment à l'abri des vagues sont caractérisés par la présence, en place, des espèces qui les ont formés ; le sable calcaire qui remplit les interstices est devenu, sous l'action des eaux d'infiltration, un ciment très dur.

Sur le bord externe des récifs, la roche est un agglomérat de Coraux (*Coral-rag*) formé par l'action destructive de la mer attaquant un littoral dont les organismes calcaires sont les seuls matériaux. Les fragments sont tantôt arrondis, tantôt anguleux et leur réunion en *conglomérat* (c'est ainsi que nous nommerons plus tard les roches agglomérées du genre de celles dont nous parlons) se fait sous l'action de l'eau de mer à température assez élevée et chargée de gaz carbonique. Cette eau, capable dès lors de dissoudre du carbonate calcique, l'abandonne ensuite autour des divers fragments brisés. Il est aisé d'expliquer la présence de cet anhydride carbonique, qui provient, soit de la décomposition des restes organiques, soit de la séparation des animaux, soit de l'atmosphère même. Lorsque l'agglomération est

constituée par de petits fragments brisés et anguleux de Coraux, le calcaire peut être considéré comme une *lumachelle* (1). M. Walter a observé ces calcaires dans la mer Rouge.

Au milieu des calcaires coralliens et pouvant servir à les caractériser, on trouve des espèces d'animaux marins à coquille dure : des Gastéropodes, des Lamellibranches (*Chama*, *Tridacna*) et des Oursins.

D'autres fois, le sable fin, résidu de la trituration des débris de Coraux, forme un calcaire compact, à cassure fine, dépourvu de restes organiques ; il s'en forme de nos jours aux îles Fidji. Ce calcaire compact peut contenir jusqu'à 38 pour 100 de carbonate magnésien, c'est presque une *dolomie* (J. Dana). Cependant, dans la formation habituelle des dolomies, les sources minérales apportent le carbonate magnésien. On explique ces formations par des dessèchements de lagunes, dont les sels de Magnésium ont pu s'introduire par infiltration dans le calcaire sous-jacent.

La vase corallienne, qui est extrêmement ténue, forme des calcaires compacts ; cependant, sur les récifs d'Oahu, près d'Honolulu, on observe une couche, assez peu épaisse, il est vrai, d'une roche tendre traçante, qui ne diffère de la craie que par l'absence de restes organiques.

Les sables calcaires rejetés sur les plages sont cimentés rapidement par les eaux d'infiltration. Les grains de sable sont facilement agglutinés, ou réunis en une roche compacte sans cependant qu'on cesse d'y pouvoir discerner les grains de sable.

Les alternatives d'humidité et de sécheresse qu'engendre le jeu des marées amènent aussi, quelquefois, la structure *oolithique*. Une première incrustation dépose autour de chaque grain une mince couche calcaire, chaque émersion interrompt ce dépôt, qui se reproduit à l'immersion suivante. Les grains ainsi formés de plaquettes concen-

(1) Voir livre II, chap. I, § 3, *les Roches*.

triques forment, en s'agglomérant, un calcaire dit *oolithique*, qu'on ne rencontre jamais à la base d'un récif, mais toujours sur les plages.

Toutes les variétés du calcaire corallien que nous venons de citer se retrouvent, avec la même structure et la même compacité, dans les assises stratigraphiques. On ne peut constater aucune différence. Seulement, on doit reconnaître que, nulle part, à l'époque actuelle, on ne trouve de roches coralliennes ayant la superficie des formations du même genre, durant la première moitié de l'ère secondaire, par exemple.

On peut en conclure que le mode d'édification des récifs était différent ; ou plutôt, que les mers de cette époque étaient peu agitées, et que les Coraux se développaient, non sur des côtes, mais sur des bas-fonds étendus, à la surface desquels ils pouvaient largement s'étaler, de sorte que le récif de Lixo, dont nous avons parlé précédemment, est peut-être le type des formations coralliennes anciennes.

TROISIÈME PARTIE

L'ÉNERGIE INTERNE

Jusqu'ici nous avons examiné l'action des fluides extérieurs, air, eau, ainsi que celle des organismes sur l'écorce terrestre. Cette étude se résume dans cette seule remarque, que les agents de la dynamique externe tendent à créer un certain état d'équilibre stable, qui serait atteint, si certaines causes d'une nature toute différente ne venaient le troubler profondément. En effet, l'écorce est soumise à l'action de fluides internes dont les efforts, modifiant le relief des régions émergées, rompent l'équilibre qu'établissait lentement l'ensemble des actions d'origine externe.

C'est ce nouveau mode de manifestations que nous allons étudier sous ce titre général *l'énergie interne*, auquel on substitue quelquefois celui de dynamique ou de géodynamique interne.

L'activité des agents internes se partage suivant des périodes de temps assez courtes, durant lesquelles elle s'élève à une intensité parfois formidable. Les intervalles sont des époques de repos relatif ou absolu, durant lequel les forces agissantes acquièrent un état complet de stabilité

La cause qui vient bouleverser cette stabilité réside dans l'intérieur même du globe et, de même que nous avons vu la chaleur solaire présider, en dernière analyse, à l'accomplissement des phénomènes extérieurs, de même la source de l'énergie interne est la chaleur que possède le sphéroïde terrestre.

L'utilisation de cette énergie calorifique s'effectue de trois manières, qui nous fournissent une division naturelle de cette troisième partie.

La plus frappante manifestation de l'énergie interne est caractérisée par l'épanchement partiel de la source de chaleur. C'est le phénomène des *éruptions volcaniques.*

Mais l'activité du foyer de chaleur intérieur ne se dépense pas toujours d'une manière aussi directe et donne lieu alors au phénomène des *émanations thermales*, intimement liées, d'ailleurs, à l'action volcanique. La conclusion de ces deux premiers chapitres comporte l'étude de la distribution de la chaleur dans les couches profondes, étude qui, montrant la perte par conductibilité, indique que la source de l'énergie calorifique est unique, et que les phénomènes des deux premières catégories n'en sont que des manifestations locales.

Enfin, la conséquence de cette déperdition de chaleur est d'amener des changements dans l'équilibre de la croûte terrestre, changements d'où résultent des actions purement mécaniques : mouvements (*tremblements de terre*) et dislocations du sol.

De la sorte, nous sommes naturellement conduit à diviser cette nouvelle série de phénomènes actuels en deux chapitres, qui seront : 1° *l'action volcanique*, comprenant les phénomènes volcaniques proprement dits et les émanations thermales qui leur font suite ; 2° *les actions mécaniques*, dans lequel, après avoir étudié le phénomène complexe des tremblements de terre, nous essayerons d'acquérir quelques idées sur les dislocations de la croûte terrestre et leurs conséquences.

CHAPITRE PREMIER.

L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE.

§ 1er. Volcans.

Caractères des manifestations volcaniques. — L'appellation usuelle de *volcan* est réservée à des montagnes terminées par une ouverture en forme d'entonnoir, par laquelle, durant les périodes d'activité, sont épanchées des matières fluides ou *laves*.

Définition. — D'une manière plus générale, nous définirons un volcan, un appareil naturel par lequel la surface terrestre communique d'une façon temporaire ou permanente avec un noyau igné intérieur (1). On doit donc s'attendre à trouver dans un volcan trois parties essentielles : 1° une fente ou une réunion de fentes de l'écorce, par lesquelles la masse interne s'épanche à la surface, nous lui donnerons le nom de *cheminée* ; 2° un amas de matériaux rejetés, amas généralement conique et que nous appellerons le *cône* du volcan ; 3° un orifice en forme de coupe ou d'entonnoir, qui est l'ouverture de la cheminée, au sommet du cône, c'est le *cratère* (fig. 16). Ces trois parties sont très nettement reconnaissables dans tout volcan actif comme le Vésuve, que nous choisissons comme type.

Etat de repos. — Pendant la période de repos, la cheminée est obstruée par les matières solidifiées qui s'y élevaient à l'état liquide pendant la période d'activité ou *éruption* antérieure. Mais des émanations gazeuses et de la vapeur d'eau peuvent s'échapper du cratère et former, au-dessus de la montagne, un panache de fumée.

(1) Nous admettons immédiatement l'hypothèse du feu central, quitte à la justifier plus tard.

Passage de l'état de repos à l'état d'activité. — Les signes précurseurs d'une éruption sont assez nombreux. Quand il y a normalement une émission de vapeurs, cette émission devient plus intense, puis viennent des mouvements du sol qui ébranlent le voisinage du volcan, amenant parfois (le fait est fréquent au Vésuve) une diminution dans le débit des sources et des puits, en même temps des grondements de plus en plus violents se font entendre. Sur les volcans couverts de neige, la fonte de la calotte glacée se

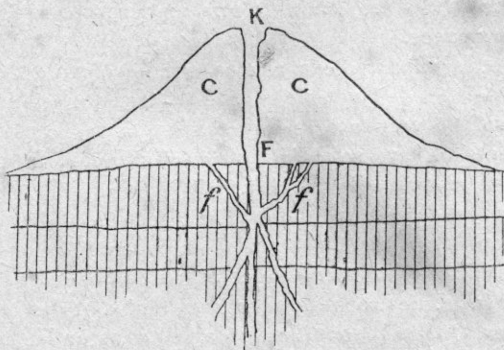


Fig. 16. — Un volcan, coupe schématique.

C, C. Cône de débris. — K. Cratère. — F. Cheminée avec fissures latérales *f, f*.

produit, au moins, partiellement, et des inondations en sont la conséquence. En même temps, le panache de fumée grandit, grossit, s'élève et, arrivé à une certaine hauteur, qui peut être très grande, s'étale horizontalement, prenant cette apparence de silhouette d'arbre qui avait frappé Pline. Eclairée par la réverbération des laves en fusion qui emplissent la cheminée, la colonne de fumée se montre, la nuit, comme une gerbe de flammes.

Eruption. — Ensuite commence l'éruption, des craquements et des explosions se font entendre ; des masses de vapeurs s'échappent du cratère, entraînant des blocs de rochers arrachés aux parois de la cheminée. Les matières en

fusion (*laves*) projetées par le volcan se solidifient en l'air; quelques-unes retombent dans le volcan, mais beaucoup viennent former à l'extérieur du cratère les *scories*, pierres déchiquetées, caverneuses, rudes au toucher et comme enduites d'un émail superficiel. Avant leur chute, elles sont parfois animées d'un mouvement de rotation, auquel elles empruntent une forme particulière qui leur a fait donner le nom de *bombes volcaniques*.

Lorsque la lave est très riche en silice, l'éruption donne naissance à des projections d'une matière poreuse, légère, la *pierre ponce*.

Enfin, la vapeur d'eau rejetée par le volcan est chargée de gouttelettes de lave extrêmement fines, qui retombent, à l'état solide, vers la terre et constituent les *cendres*. Les fragments de lave solidifiée, plus volumineux, forment de petites pierres appelées *lapilli*.

Tous les débris, lapilli, cendres, scories, mêlés à l'eau provenant de la condensation de la vapeur, descendent les pentes du cône sous forme de courants de boue et se solidifient ensuite. Les roches qui en résultent sont des *tufs volcaniques*. Quand la solidification a lieu dans un lac ou dans la mer, les tufs peuvent enfermer des coquilles.

Laves. — Il est rare que les *laves*, matières en fusion contenues dans le volcan, sortent par le cratère. En général, la pression qu'elles exercent sur les parois de la cheminée est assez forte pour déterminer des fissures dans le cône, d'ailleurs généralement formé de matériaux assez peu cohérents; et c'est par ces fissures que se déversent sur les pentes, les coulées de matériaux fondus.

Modes d'émission. — Très souvent, les laves sont accompagnées de gaz et de vapeurs, qui font explosion le long de la ligne de fissure et produisent ainsi des accumulations de scories et de cendres, formant, sur la pente, des cônes secondaires nommés *cônes* ou *cratères adventifs*.

Il résulte de là que, dès que la sortie de la lave par la fissure a commencé, l'activité du volcan se dépense, soit dans

le cratère principal, soit dans les cratères adventifs. Le cratère *principal*, qu'on appelle aussi *central* ou *normal*, rejette des vapeurs, des scories et des cendres. Les cratères adventifs rejettent de la lave et un mélange de gaz et de vapeurs.

Cratères adventifs. — Le nombre des cratères adventifs peut être considérable. En Islande, la fente du Laki porte, sur une longueur de 20 kilomètres, plus de cent cônes adventifs, formés en 1783. En 1879, le professeur Fouqué a compté plus de dix cônes de ce genre sur une crevasse de l'Etna. Enfin, au Vésuve, les *Bocche nuove* forment une série de huit cratères nés, en 1794, à 300 mètres du sommet sur une fissure longue d'un kilomètre.

Les cratères qui fournissent la lave ont généralement leurs bords ébréchés et présentent une ouverture latérale béante. Ceux qui n'émettent que des gaz sont seuls complets. Quant aux fissures, elles sont presque rectilignes et ne présentent que des sinuosités dues à la nature du terrain sur lequel elles sont ouvertes. Elles se font par soulèvement des deux bords, soulèvement qui n'atteint jamais que quelques mètres, et se réduit souvent à un simple bourrelet; elles débutent par l'extrémité la plus voisine du centre et gagnent peu à peu vers la périphérie; enfin, la résistance du sol peut déterminer la production de crevasses transversales.

Quand l'épanchement des laves se fait par des fissures latérales, la nappe fluide sort sous forme de jets jusqu'à ce que son niveau soit suffisamment abaissé dans la cheminée centrale. Ensuite, entraînées par leur poids, elles descendent suivant les flancs du volcan, s'accumulent en arrière des obstacles, remplissent les dépressions, se divisent pour contourner les saillies du terrain, se comportent en somme comme le ferait un cours d'eau.

Débordement des laves. — Au Vésuve, à l'Etna, et même sur d'autres volcans d'altitude plus considérable, la lave sort parfois du cratère par débordement. Le fait ne peut être sur-

prenant pour des cônes comme celui du Vésuve dont l'altitude est de 1 200 mètres, pour le Stromboli, dont l'altitude est de 940 mètres, et même pour l'Etna (3300 mètres), car l'ascension de la matière fondue jusqu'au sommet est facilitée par la médiocre hauteur du cône. On a signalé un épanchement de laves par débordement, au Cotopaxi, pendant l'éruption du 26 juin 1877 et l'altitude de ce volcan est voisine de 6000 mètres. Ce fait montre à quelle intensité peut atteindre l'activité volcanique. Quand les laves débordent par-dessus les bords d'un cratère, leur surface, au centre, se couvre d'une croûte sur laquelle les explosions déterminent l'érection d'un petit cône. La masse fluide coule sur les flancs du cratère, polissant parfois, par frottement, les surfaces sur lesquelles elle passe, découpant d'autres fois une brèche dans les parois du cratère.

Propriétés des laves. — La température des laves est généralement très élevée. Pour la mesurer, Ch. Sainte-Claire-Deville introduisait dans une coulée des fils métalliques. Connaissant la température de fusion du métal, il en concluait d'une manière approchée, celle de la lave. Ainsi, le plomb et le zinc fondent facilement, ce qui indique un minimum de 600°, le cuivre et l'argent fondent également, ce qui permet d'évaluer la température à près de 1 000°, mais le fer ne fond pas. La plus basse température observée sur une lave est évaluée à 670°.

Les torrents de lave se couvrent très rapidement d'une couche superficielle de scories ; couche qui conduit si mal la chaleur que les observateurs peuvent stationner dessus et voir par les crevasses la lave en fusion couler sous leurs pieds. Cette couche de scories conserve pendant de longues années la chaleur des laves. Onze mois après l'émission, Spallanzani constatait qu'une coulée du Vésuve pouvait enflammer instantanément un morceau de bois introduit dans les fissures de la croûte. Elie de Beaumont trouva que la chaleur de la lave de l'Etna était considérable, deux ans après l'épanchement. Maugel trouvait en 1865 une tempé-

rature de 72° à la coulée de 1858. Enfin, la lave sortie du Jorullo en 1759 était encore chaude en 1810.

Effets calorifiques. — Malgré les hautes températures auxquelles elles sont portées, les laves donnent des phénomènes calorifiques de contact d'une très médiocre intensité.

Cette médiocrité est surtout manifeste sur les volcans dont la cîme est couverte de neige. De ce nombre est le Cotopaxi dont l'altitude est voisine de 6000 mètres, et qui sur 2000 mètres de hauteur offre un cône régulier incliné de 40° et couvert de neige. Le 26 juin 1877, il y eut une violente éruption, une pluie de cendres et de pierres fit disparaître en partie la blancheur du cône; peu après, la lave débordait par le pourtour du cratère, et, comme des torrents de boue descendaient les pentes entraînant des blocs de glace, et atteignant dans les plaines une vitesse de 10 mètres par seconde, on put croire à la fonte complète de la calotte glacée. Cependant, M. l'abbé Wolff, tentant l'ascension du cône, quelques semaines plus tard, au mois d'août, constata qu'un dixième seulement de la neige avait disparu. Il put même s'assurer que sur plus de 40 mètres d'épaisseur, les flancs du cône étaient couverts de stratifications alternantes de neige, de lapilli et de cendres.

De même, au Vésuve, on put prendre de la lave dans des moules, et en frapper des médailles. Une coulée put passer au milieu d'une forêt sans en carboniser les arbres. Ceux-ci, couverts d'une gaîne de scories qui se moule sur leur écorce, conservaient leurs feuilles et continuaient leur croissance (1).

Vitesse d'écoulement. — La vitesse d'écoulement des laves n'est jamais très considérable et l'on considère comme exceptionnelle la coulée du Vésuve qui, en août 1805, parcourut cinq kilomètres et demi durant les quatre premières minutes. La constitution physique de la matière fondue est

(1) Vélain, *les Volcans*. Paris, 1884.

à considérer comme un facteur de première importance dans l'évaluation de la vitesse d'écoulement d'une lave.

La lave fluide des volcans des îles Sandwich est beaucoup plus rapide que la lave pâteuse de l'Etna. Au Kilauea (îles Sandwich), on a constaté un parcours de 23 kilomètres accompli en deux heures. Mais une pareille vitesse est très rare. A l'Etna, on considère comme exceptionnel le parcours d'un kilomètre en deux heures, et le mouvement est souvent de 1 mètre à l'heure.

Composition des laves. — Sans entrer ici dans le détail de l'étude des roches, sur laquelle nous nous étendrons plus tard, nous pouvons dire que l'examen microscopique des laves montre qu'elles sont formées d'une matière fondue, dans laquelle sont répandues des substances cristallisées. La viscosité de la lave tient au plus ou moins grand développement des cristaux (1).

Ceux-ci sont des *Feldspaths*, silicates doubles d'Aluminium et d'un métal alcalin, Potassium, Sodium ou Calcium. On y trouve aussi des *Pyroxènes*, silicates de Calcium avec Fer et Magnésium, du Fer magnétique et un silicate de Potassium, la Leucite.

Laves acides, laves basiques. — Une lave est dite *acide* lorsqu'elle contient de 65 à 68 pour 100 de silice ; elle est au contraire dite *basique* lorsqu'elle en contient 40 à 55 pour 100. Le type des laves basiques est la *Basalte*, roche noire et compacte; les *Trachytes* et les *Andésites*, roches claires et parfois caverneuses, sont au contraire des laves acides.

Les laves acides contiennent moins de matière fondue vitreuse que les laves basiques, leurs Feldspaths sont riches en Potassium et en Sodium, tandis que les Feldspaths des roches basiques contiennent du Calcium (2).

Solidification des laves. — Au point de vue physique, les

(1) Voir livre II, chap. I, § 3.

(2) On leur donne, en minéralogie, les noms de *Labrador* et *d'Anorthite*, tandis que les feldspaths des roches acides sont l'*Orthose* et l'*Oligoclase*. Voir livre II, chap. I, § 3.

laves basiques sont très riches en matières vitreuses. Elles sont fluides et coulent rapidement, en se recouvrant d'une gaine de scories sous laquelle elles circulent ; lorsque la coulée s'arrête, le canal à parois de scories se vide et il reste un tunnel ou une grotte, comme M. Vélain en a observé dans l'île de la Réunion (1). Ces laves basiques forment souvent, en se solidifiant, des traînées ondulées qui rappellent des paquets de cordages. On leur donne le nom de *laves cordées*. Sur une pente peu considérable, ou dans les dépressions, les laves basiques s'accumulent et, en se solidifiant, forment des prismes hexagonaux, verticaux, disposés en colonnade. Autrefois, il s'est formé un grand nombre de colonnades basaltiques et il s'en forme encore aujourd'hui. Cette forme prismatique est due à un retrait régulier de la masse qui se solidifie. Cependant, toutes les laves de même composition ne se solidifient pas de cette manière. Les observations de M. J. Walther l'ont amené à conclure que la solidification prismatique résulte d'un refroidissement brusque dû à l'arrivée de la lave dans l'eau. De nos jours, au moins, la division d'une coulée en prismes verticaux ne s'observe qu'au débouché dans la mer ou dans un lac.

La hauteur des prismes est variable, elle peut aller à 45 mètres; le diamètre est aussi variable. Neumayr a observé en Islande des prismes dont le diamètre allait de l'épaisseur du doigt à 3 mètres.

Les plus célèbres exemples de colonnades basaltiques sont la grotte de Fingal, dans l'îlot de Staffa (côtes d'Écosse), la chaussée des Géants sur la côte Nord-Est d'Irlande, les orgues d'Espaly, près du Puy en Velay, etc.

Les laves acides sont moins fusibles et se solidifient brusquement ; une croûte scoriacée se forme à la surface, qui en se crevassant, en se brisant, forme un amas de rocs solides. La surface de la coulée présentera un aspect plus rugueux et déchiqueté, si des gaz se sont dégagés à travers la couche

(1) Vélain, *Mission à l'île Saint-Paul*.

de scories. De pareilles formations sont nommées *sciarre* en Sicile, et *cheires* en Auvergne. Dans ce pays, entre Besse et Issoire, une cheire souvent visitée par les géologues occupe à Cotteuge le fond de la vallée de la Couze.

L'émission des laves acides est souvent assez rapide, pour que, malgré les cristaux déjà formés, la fluidité de la masse soit grande. Alors, en se solidifiant, se divise en prismes analogues à ceux des basaltes. C'est ainsi qu'une coulée de Phonolite, roche voisine des Trachytes et des Andésites, issue du Cantal, donne, sur les bords de la Dordogne, la colonnade des orgues de Bort.

Beaucoup de laves trachytiques présentent l'état vitreux, brillant, la couleur est foncée et la fissure conchoïdale. Ce sont les *obsidiennes* ou *verres des volcans*. On ne peut cependant pas dire que ce sont des verres, car ces roches renferment dans leur masse nombre de cristaux microscopiques. Il est au contraire exceptionnel que les laves basaltiques contiennent des obsidiennes. Cependant, d'après Neumayr, les volcans des îles du Pacifique en fournissent de grandes quantités.

La solidification de la lave se fait dans la cheminée, lorsque l'éruption cesse. La lave qui remplit les fissures se solidifie aussi et les ferme. De telle sorte qu'un cône volcanique à l'état de repos offrira, au milieu des scories et des cendres, des bandes beaucoup plus solides, qui sont des *filons*. Lorsque les roches qui avoisinent ces filons se désagrègent sous l'action des agents atmosphériques, le filon fait une saillie qu'on nomme un *dyke*.

Fumerolles. — On donne le nom de *fumerolles* à des émanations volcaniques gazeuses qui sortent sans pression sensible, de la la e, des fissures, ou des cratères. Leur étude a été faite complètement par Ch. Sainte-Claire-Deville, de 1855 à 1861, aux îles Lipari et au Vésuve et en 1865 par M. Fouqué à l'Etna. Pour recueillir les gaz, on emploie un tube de verre dont l'extrémité porte un renflement sphéri-

que. On fait le vide dans ce tube, et l'on en ferme la pointe à la lampe, on peut alors l'introduire dans le foyer d'émanation; on en casse la pointe avec des pinces et l'appareil est retiré rapidement, puis fermé à la lampe. Toutes ces opérations, indépendamment du danger auquel s'expose l'opérateur, demandent les plus grandes précautions.

D'après Ch. Sainte-Claire-Deville, au début d'une éruption les produits des fumerolles sont différents de ceux de la dernière période et l'on observe, en s'éloignant du centre volcanique, une série décroissante, identique à une série décroissante avec le temps (1). On distingue cinq classes de fumerolles.

1° *Fumerolles sèches.* — Elles jaillissent au moment de l'intensité maximum de l'éruption, et ne se dégagent que de la lave en fusion au centre de la coulée. Leur température est de 500°. Elles ne sont accompagnées d'aucune trace de vapeur d'eau. Elles ont peu d'odeur et rougissent la teinture de tournesol. Elles sont presque uniquement formées de vapeurs de chlorures anhydres dont le plus abondant est le chlorure de sodium. A côté de lui s'observent les chlorures de Potassium, de Manganèse, de Fer et de Cuivre. Ceux-ci, d'après le professeur Fouqué, se dégagent des cônes adventifs et non de la lave, ils formeraient une classe de fumerolles particulière. On a signalé aussi, dans ces fumerolles, la présence du Fluor, des sulfates de Fer, de Potassium et de Magnésium.

2° *Fumerolles acides ou chlorhydro-sulfureuses.* — Elles se dégagent assez loin de la lave en fusion et sont constituées par un mélange d'anhydride sulfureux qui leur donne son odeur suffocante d'acide chlorhydrique et de vapeur d'eau. La proportion est d'environ 1 du mélange des deux gaz pour 1 000 de vapeur d'eau. Leur température est de 300° à 400°; d'abondants dépôts d'oxyde de fer s'effectuent dans leur voisinage.

(1) Vélain, *les Volcans*. Paris, 1884.

3° *Fumerolles alcalines.* — Le caractère essentiel de ces fumerolles est la présence du chlorure d'Ammonium qui, décomposé par la chaleur, dégage de l'ammoniaque. On y a observé aussi du carbonate d'Ammonium (Fouqué). On y peut constater la présence de l'Hydrogène sulfuré, dont la décomposition donne du soufre, et d'une énorme proportion de vapeur d'eau. La température est de 100°.

4° *Fumerolles froides ou sulfhydriques.* — Elles consistent en vapeur d'eau presque pure. Leur température est inférieure à 100°, elles contiennent de l'anhydride carbonique et de l'Hydrogène sulfuré. La proportion est d'environ 5 du mélange des gaz pour 100 de vapeur d'eau.

5° *Mofettes.* — Ce sont des émanations de gaz carbonique qu'on n'observe jamais au-dessus de 400 mètres d'altitude. Elles marquent la fin des éruptions et persistent longtemps après. L'Auvergne, riche en volcans éteints depuis des siècles, présente des mofettes aux environs de Clermont et de Royat. Sur la rive gauche du Rhin, la région de l'Eiffel autrefois volcanique possède, aujourd'hui, des dégagements de gaz carbonique. Ils sont très communs en Italie.

Toutes les fumerolles contiennent une certaine proportion d'air atmosphérique. Dans les fumerolles sèches, la proportion est celle de l'air normal ; dans les fumerolles acides, l'azote est en excès relativement à l'oxygène ; dans les fumerolles alcalines, l'air est pauvre en oxygène, de même dans les mofettes.

Il se dégage encore, dans les éruptions, des gaz combustibles, qui ont été étudiés, pour la première fois, à Torre del Greco. La lave s'étant épanchée sous la mer, on a pu recueillir les gaz combustibles avant leur oxydation et l'on y a trouvé de l'Hydrogène et du Méthane (1) mélangés à de l'anhydride carbonique.

La présence de ces gaz combustibles ainsi que de l'Hydrogène sulfuré rend explicables les flammes des volcans, dont

(1) Nommé aussi *formène* ou *gaz des marais*.

l'existence, longtemps contestée, est aujourd'hui hors de doute.

Avec ces produits gazeux, il se dépose souvent, au voisinage des coulées de laves, des produits de sublimation qui sont : le Fer oligiste, les chlorures de Plomb, l'acide borique, les chlorures d'Arsenic, le Réalgar et l'Orpiment.

Si l'on s'éloigne du point où s'épanche la lave, et qu'on suive la fissure, on observe les diverses sortes de fumerolles dans l'ordre d'énumération que nous avons choisi ; cet ordre correspond à l'ordre décroissant d'activité volcanique, les observations de M. Ch. Sainte-Claire-Deville, puis celles de M. Fouqué, ne laissent aucun doute à cet égard.

Le premier, partant du point où s'épanche la lave, c'est-à-dire du point d'activité maximum et suivant la fissure, relève la présence de toutes les variétés de fumerolles dans l'ordre où nous venons de les étudier, sauf les fumerolles sèches qui, elles, ne se dégagent jamais que de la coulée. M. Fouqué a étudié la distribution des fumerolles dans une direction perpendiculaire à la direction de la coulée, et il a relevé, du centre au bord, se succédant à environ 50 mètres de distance, les trois catégories de fumerolles sèches, acides et alcalines.

Quant à la succession dans le temps, elle se traduit par la transformation progressive des fumerolles sèches en fumerolles acides, de ces dernières en fumerolles ammoniacales, et enfin en fumerolles froides.

Tandis que cette décroissance se manifeste le long des fissures, l'activité se concentre dans l'appareil central qui émet beaucoup de vapeur d'eau, avec de l'anhydride sulfureux et de l'acide chlorhydrique.

La localisation des dégagements de carbure est un fait caractéristique. Le siège en est le plus loin possible du centre éruptif et ils marquent la fin de l'activité volcanique. Cependant, c'est par des émanations de carbures d'hydrogène que s'est annoncée l'éruption de l'Etna en 1879. Tant qu'a duré ce dégagement, le cratère principal et les cratères

secondaires n'ont donné aucun signe d'activité. Les émanations hydrocarbonées avaient lieu très loin de la cheminée centrale.

Ainsi les exhalaisons d'hydrocarbures marquent la fin ou le commencement de l'activité volcanique.

Les observations de M. Fouqué (1) tendent à prouver que la localisation des éléments des fumerolles n'est pas absolue; les produits des dernières périodes existent déjà dans les fumerolles de la première série, mais ils y sont masqués par d'autres, et c'est par la disparition de certains éléments, et non par l'apparition d'éléments nouveaux, que les diverses classes d'exhalaisons volcaniques doivent être séparées.

Quand l'activité d'un volcan atteint son paroxysme, les produits de toutes les périodes se montrent simultanément, mais comme les sels de sodium et de potassium ne sont en vapeur qu'à la température du rouge, on ne les rencontre pas dans les gaz des fumerolles moins chaudes, et ils peuvent servir à caractériser une période. Une seconde période serait caractérisée par les chlorures de fer, l'acide chlorhydrique et l'anhydride sulfureux, accompagnés des produits de dernières phases.

En se reportant à l'examen chimique des fumerolles, un fait se signale par son importance, c'est que les diverses catégories de fumerolles se distinguent les unes des autres par une richesse de plus en plus grande en produits combustibles.

Cette observation a conduit M. Ch. Sainte-Claire-Deville à la formule suivante :

Un volcan est un centre où convergent les produits de la combustion de divers composés gazeux. A mesure qu'on s'éloigne de ce centre, les indices d'une combustion de moins en moins énergique se manifestent.

Toutes ces considérations résultent d'observations faites

(1) Fouqué, *Santorin et ses éruptions*. Paris, 1879.

sur les volcans d'Italie et de Sicile, mais on a vérifié qu'elles s'étendaient aux volcans des Andes et à tous les autres volcans.

Ainsi le célèbre explorateur Humboldt avait affirmé que, dans l'Amérique méridionale, les émanations volcaniques se composaient uniquement d'anhydride carbonique et ne contenaient ni chlore, ni acide chlorhydrique.

En 1872, cependant, alors que le Cotopaxi était au repos, M. Reiss avait recueilli sur des fumerolles à 68°, du Chlore et de l'anhydride sulfureux. A la suite de l'éruption de 1877, M. l'abbé Wolff fit une ascension du cône et trouva, entre 4000 et 5000 mètres, beaucoup de sulfure d'Hydrogène et de gaz sulfureux ; au sommet du cône, ces gaz faisaient place aux fumerolles à acide chlorhydrique à une température de 95° à 100°, quelques-unes contenaient même du Chlore libre. Au commencement de 1878, M. Thielmann ne trouvait plus au même point que des fumerolles à vapeur d'eau et à sulfure d'Hydrogène.

Nous nous bornerons à cet exemple et nous adopterons la conclusion de M. A. de Lapparent ; le phénomène volcanique est parfaitement uniforme et son origine doit être recherchée dans une cause tout à fait générale (1).

Quant à l'origine des produits de fumerolles, quelques expériences, que nous allons maintenant rapporter, autorisent certaines hypothèses.

Tout d'abord, remarquons que le chlorure de Sodium paraît être le produit initial de ces éléments. Or, en soumettant à l'action de la vapeur d'eau, un mélange de Silice et de ce chlorure, Gay-Lussac et Thénard obtenaient de l'acide chlorhydrique et un silicate de Sodium. En supposant la Silice remplacée par un silicate alcalin, tel que ceux qui existent dans la lave, on peut expliquer la formation de l'acide chlorhydrique et des chlorures ; ceux-ci, au contact de la vapeur d'eau, donnent des oxydes.

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie*. Paris.

Pour expliquer la présence du chlorure d'Ammonium, M. Melssens, faisant réagir de l'air et de l'Hydrogène sulfuré sur un mélange de charbon, d'eau et d'acide chlorhydrique, a obtenu un dépôt de ce chlorure. Or, dans les volcans, où le chlorure d'Ammonium se montre avec du Soufre, une pareille réaction peut s'accomplir.

Le Soufre n'existe, très probablement, qu'à l'état d'Hydrogène sulfuré, dont l'oxydation produit l'acide sulfurique, en passant par l'anhydride sulfureux. Les sulfates prennent ainsi naissance.

L'acide sulfurique décompose les silicates, et la Silice se dépose à l'état d'Opale. L'Alumine et les sulfates alcalins donnent, en s'unissant, l'Alun et l'Alunite, le Kaolin est aussi l'un des produits de la décomposition des silicates. Quant aux carbures, on peut admettre qu'ils dérivent de l'Acétylène, que M. Berthelot a obtenu en traitant un mélange d'oxyde de Carbone et d'acide chlorhydrique par du siliciure de Magnésium. La dissociation de l'eau, sous l'action d'une haute température, peut expliquer la présence de l'Hydrogène libre

§ 2. Les émanations thermales.

Les paroxysmes volcaniques, projections de blocs, émission de laves, exhalaisons de fumerolles, n'épuisent pas complètement l'activité interne ; longtemps après qu'un volcan a perdu son activité apparente, il émet par son cratère, ou par des fissures avoisinantes, des gaz, des vapeurs, d'autres émanations, dont l'étude est intéressante en ce qu'elle rappelle à l'esprit l'ordre que nous avons relevé pour la succession des fumerolles au voisinage du centre éruptif.

Les émanations qui succèdent à l'activité d'un cratère sont d'abord des dégagements de vapeurs sulfureuses (*Solfatares*), des sources d'eau bouillante (*Geysers*), puis des dégagements de gaz à température basse, dans lesquels domine le gaz carbonique (*Soufflards et Mofettes*).

Nous allons passer, en revue, succinctement, ces phases terminales de l'activité interne.

SOLFATARES. — Une solfatare ou soufrière est un volcan qui n'émet plus de laves, mais seulement des vapeurs et des gaz dans lesquels l'anhydride sulfureux est reconnaissable à son odeur.

Solfatare de Pouzzoles. — La solfatare de Pouzzoles, qui est le type classique de ces appareils, est située aux environs de Naples, dans les champs Phlégréens ; c'est un ancien cône volcanique dont la dernière éruption date de la fin du douzième siècle et qui, depuis, a constamment dégagé un mélange d'Hydrogène sulfuré et de vapeur d'eau. Le gaz sulfuré, en se décomposant, abandonne du Soufre et d'autres composés chimiques sulfurés qui ont altéré la roche environnante.

D'ailleurs, la nature des émissions gazeuses n'est pas constante, et, de 1865 à 1869, le sulfure d'Hydrogène a disparu du mélange de vapeurs rejetées par le cratère.

Solfatares des îles Lipari. — Dans les îles Lipari, la solfatare de Vulcano est redevenue volcan en 1873, 1874 et 1889 ; dans les vapeurs qu'elle émettait et dont les produits se sont déposés sur les parois du cratère, l'acide borique, le Soufre et les composés sulfurés étaient en grande quantité.

Dans le même archipel, les restes de l'activité d'un ancien volcan, dont le cratère ruiné n'offre plus, comme débris, qu'une série d'îlots, sont indiqués par une *fumerolle marine* qu'on peut apporter aux solfatares. Elle s'ouvre à huit mètres environ au-dessous de la surface et exhale une grande quantité d'anhydride carbonique et de sulfure d'Hydrogène, dont les bulles viennent constamment crever à la surface.

Solfatares d'Islande. — En Islande, les solfatares sont très nombreuses et associées à des épanchements boueux. Elles affectent généralement la forme de petits cônes assez peu élevés, formés d'argile imprégnée de Soufre et de com-

posés, tels que l'Alun et le Gypse ; parmi les gaz dégagés, il faut signaler l'Hydrogène, l'Azote, le sulfure d'Hydrogène, les anhydrides sulfureux et carbonique.

Solfatares américaines. — Dans l'Amérique du Sud, les soufrières sont abondantes. Au Chili, on les trouve à la base ou sur les flancs de volcans éteints dont le cratère est parfois occupé par un glacier. Les unes sont temporaires et peuvent être considérées comme un éveil partiel de l'énergie interne ; elles dégagent abondamment de l'anhydride sulfureux, du gaz chlorhydrique et de la vapeur d'eau, dont l'émission se ralentit peu à peu, puis cesse. Les autres dégagent lentement, continuellement, sans projections violentes, les mêmes vapeurs qui altèrent peu à peu les roches avoisinantes.

On trouve aussi d'abondantes solfatares au Mexique, où l'on peut dire que tous les volcans non actifs dégagent des fumerolles sulfureuses, origine de dépôts de soufre considérables.

GEYSERS. — Les geysers sont des sources jaillissantes intermittentes, produisant un ensemble de phénomènes qui prolongent l'activité volcanique dans les pays où ces manifestations ont parfois, depuis longtemps, disparu.

Phases du phénomène. — On peut distinguer deux phases dans le phénomène geysérien : l'une, purement physique, consiste en projection d'eau liquide ou vaporisée ; l'autre, qui s'y adjoint, est un phénomène chimique donnant lieu à des dépôts généralement siliceux.

Le Grand Geyser islandais. — Le type des geysers se trouve en Islande et a été étudié nombre de fois. Il existe, dans cette île, plusieurs geysers, mais il semble que tous soient, aujourd'hui, en voie de décadence

Le *Grand Geyser* est un cône siliceux, surbaissé, ayant une dizaine de mètres de hauteur sur un diamètre de 70 à 80. Au sommet du cône est un bassin d'une vingtaine de mètres de diamètre sur 2 mètres de profondeur. Au centre, dé-

bouche une cheminée large de 3 mètres et à parois polies. L'eau qui remplit le bassin est à une température assez élevée (de 75° à 90°). Mais à 22^{m},50 de profondeur, le thermomètre monte à 127° avant l'émission et à 122° après. Ces chiffres sont utiles à connaître pour l'explication du phénomène que nous donnerons plus loin. Le voici tel qu'il a été observé dans la première moitié de ce siècle.

Phénomène physique. — A des intervalles variant entre vingt-quatre et trente heures, mais irréguliers, il se produisait une éruption violente précédée de quelques autres plus petites et annoncée par un grondement souterrain et par des ébranlements du sol. L'eau montait aux bords du bassin, puis de grosses bulles gazeuses venaient crever à la surface. Enfin, une colonne d'eau de 3 mètres de diamètre s'élevait verticalement jusqu'à 50 mètres au plus. Le jaillissement durait une dizaine de minutes, tandis que l'eau mettait quelques heures à regagner son niveau primitif.

Phénomène chimique. — Tel est le phénomène physique. Le phénomène chimique est la formation, autour des orifices, d'un tuf de silice hydratée (*geysérite*) reposant sur un *Travertin siliceux* provenant de la substitution de la silice à des débris herbacés, mêlés d'une argile rouge et d'une calcédoine zonée. Les seuls végétaux qui croissent aujourd'hui au voisinage des geysers sont les *Equisetum* (ou *Prêles*), qui sont souvent recouvertes de geysérite. Même dans les dépôts plus profonds, on trouve des branches et des tiges de *Betula* (Bouleau) appartenant aux espèces qui vivent aujourd'hui dans le pays. L'activité des geysers atteint sa limite naturelle quand la cheminée, qu'augmente continuellement le dépôt de silice, atteint une hauteur suffisante pour que la pression de l'eau qu'elle contient empêche l'ébullition. Il se forme alors une citerne, dont l'eau parfaitement limpide laisse apercevoir, au fond, la gueule d'un geyser inerte. Ces citernes sont communes en Islande; on en connaît qui ont 12 mètres de profondeur.

Souvent les geysers sont associés à des sources de boue.

Ce sont des sources au fond desquelles s'aperçoit un dépôt argileux en ébullition et se soulevant parfois en grosses bulles qui, en crevant, projettent la boue à 5 ou 6 mètres de hauteur.

Explication du phénomène. — Avant d'expliquer le phénomène geysérien, nous énoncerons cette remarque importante sur laquelle nous aurons à revenir bientôt : c'est que la température de l'eau s'élève à mesure que l'on pénètre dans la profondeur ; toutefois elle reste toujours inférieure à celle qui conviendrait à l'ébullition. Si l'on observe les différences qui existent entre les températures mesurées et celle qu'exige l'ébullition de l'eau, on constate qu'à 22m,50 elle est de 10°, mais qu'à 13 mètres, elle n'est que de 2°. Donc, quand des vapeurs chaudes, amenées par des fissures et traversant la colonne en bulles, auront acquis une tension suffisante pour soulever une couche d'eau chaude à une certaine température, et la porter à un niveau où, grâce à la pression, cette température est supérieure à celle de l'ébullition, il y aura formation immédiate de vapeurs déterminant la projection soudaine de la colonne d'eau chaude supérieure. Cela explique parfaitement les intermittences du phénomène, puisqu'il faut que les eaux introduites dans le sol par infiltrations et venant remplacer la masse projetée, aient atteint la température utile et, en plus, que la tension des vapeurs ait acquis assez de puissance pour provoquer les mouvements de la colonne d'eau.

Vérification. — L'explication a été vérifiée directement par Bunsen. En suspendant trois pierres, l'une à 22m,50, l'autre à 13 mètres, l'autre à 11 mètres, dans la profondeur du Grand Geyser, il a vu que la dernière seule était projetée. Il a même construit un appareil pour reproduire le phénomène. C'est un tube de métal de 2 mètres de longueur, s'ouvrant au centre d'une cuve pleine d'eau. Le tube est chauffé à sa base et à 0m,60 au-dessus par un foyer annulaire. On voit alors l'eau chaude former un jet à des intervalles de cinq minutes.

Nous admettrons donc que le phénomène des geysers est dû à ce que les eaux infiltrées pénétrant dans des fissures où le voisinage des laves maintient une température élevée, sont échauffées par les vapeurs qui s'en échappent. Alors, si la cheminée de l'appareil n'offre aucune fissure latérale, tout se borne à un dégagement de bulles gazeuses ; mais, si elle offre des fissures par lesquelles les vapeurs chaudes peuvent élever partiellement la température de la colonne d'eau, les phénomènes de jaillissement intermittent pourront se produire.

Quant au phénomène de dépôt, il n'est pas dû uniquement au refroidissement. L'eau du Grand Geyser, recueillie et abandonnée à elle-même, se refroidit sans aucune précipitation de silice. D'ailleurs, le résidu fixe obtenu par évaporation montre, à l'analyse, que ce corps n'existe dans l'eau des Geysers qu'à l'état de silicates alcalins, il se produit alors une réaction chimique complexe, dans laquelle les vapeurs sulfureuse et chlorhydrique transforment les silicates en sulfates et en chlorures, et cette transformation est, sans doute, accompagnée d'un dépôt de silice.

Rôle des végétaux dans le phénomène chimique. — L'examen des geysers du Yellowstone (dans la chaîne des montagnes Rocheuses) conduit aux mêmes résultats que celui des geysers islandais. L'eau ne contient pas de silice libre et il s'accomplit une réaction chimique entre les sels alcalins et les vapeurs acides. Mais certains végétaux inférieurs paraissent exercer sur l'action chimique une influence favorable. Les geysers de l'Amérique du Nord (Yellowstone, Gardiner's River), dont les eaux sont quelquefois à 93°, nourrissent des Beggiatoacées (*Calothrix*, *Leptothrix*) filamenteuses, qui deviennent des masses de gelée siliceuse, lesquelles se convertissent, à la longue, en incrustation pierreuse. Or, tandis que l'évaporation est impuissante à fournir, en dix-huit mois, un millimètre de geysérite, les Algues inférieures en donnent jusqu'à 28 en deux mois.

Dépôts calcaires. — Ajoutons que, dans la région des

montagnes Rocheuses, existent des geysers déposant des masses de calcaires, qui s'incrustent parfois sous forme de terrasses d'une centaine de mètres de hauteur (terrasse de White-Mountain). Beaucoup des sources qui ont produit ces travertins sont inertes aujourd'hui.

Le phénomène geysérien exerce son activité en divers points du globe. Il atteignait, il y a quelques années, à la Nouvelle-Zélande, une énergie plus grande qu'en Islande. Là, sur une longueur de près de 230 kilomètres, du volcan de Tongariro à l'île de Whakari, les geysers, les sources chaudes, les solfatares, les volcans de boue jaillissaient par centaines. La cascade de Tetarata descendait d'une bauteur de 25 mètres à travers plusieurs terrasses que la chute avait construite elle-même, elle se déversait dans le lac de Rotamahna. En 1886, une explosion a bouleversé de fond en comble toute cette région et les terrasses de Tetarata ont été détruites.

Dans l'une des Açores, l'île de San-Miguel, M. Fouqué a étudié une série de sources chaudes jaillissantes, contenant de l'anhydride carbonique et beaucoup de silice.

Soufflards. — Les soufflards ou *suffioni*, dont les types les plus étudiés se trouvent en Toscane, sont des jets de vapeur d'eau dont la hauteur varie de 10 à 30 mètres et qui sont disposés sur d'anciennes crevasses du sol. La vapeur d'eau émise est à une température de 105° à 120°, elle renferme de l'acide borique ; aussi les vapeurs des suffioni sont-elles condensées et rassemblées pour l'extraction de l'acide. Outre la vapeur d'eau, les jets des suffioni toscans renferment de l'anhydride carbonique, un peu d'Hydrogène sulfuré, de Méthane et d'Hydrogène libre (Ch. Sainte-Claire Deville).

Cette composition est variable d'un suffione à un autre. La nature des corps dissous est plus constante ; on y trouve avec l'acide borique libre, la Silice, des sels alcalins et magnésiens. Diverses réactions chimiques complexes s'accomplissent entre ces corps et donnent naissance aux dépôts de

Soufre et de Gypse qui abondent dans la contrée. Parfois le Gypse se présente sous sa variété d'albâtre (albâtre de Volterra).

Les prétendus geysers de Californie, les *Ausoles* du San-Salvador sont des suffioni ou du moins des modes affaiblis de l'activité volcanique.

Salses. — Il faut ajouter aux soufflards, comme tenant un terme intéressant dans la série des manifestations volcaniques décroissantes, les *volcans de boue* ou *salses*, que l'on rencontre dans beaucoup de points du globe.

Ce sont de petits cônes d'argile, laissant échapper à leur sommet un épanchement, discontinu ou non, d'une boue légèrement salée, amenée au jour par des gaz souterrains qui viennent crever en bulles, plus ou moins volumineuses, à la surface.

L'eau des volcans de boue, légèrement salée, contient parfois un peu de naphte ou de pétrole; elle est généralement froide. Les gaz qui se dégagent sont des mélanges de carbures d'Hydrogène, contenant parfois un peu d'Azote et de gaz carbonique.

Les volcans de boue les plus remarquables, en Europe, sont ceux du Caucase. On les trouve, d'une part, à Bakou, sur la mer Caspienne; de l'autre, entre la mer d'Azof et la mer Noire.

La hauteur des cônes atteint, à Bakou, jusqu'à 400 mètres. Au Nord-Est de Bakou, les volcans sont riches en pétrole, ce qui est l'origine d'une importante exploitation; souvent des sources de naphte jaillissent au milieu de la mer et il se fait quelquefois des explosions du combustible minéral, accompagnées de projections d'argile et de pierres.

A l'autre extrémité du Caucase, entre la mer Noire et la mer d'Azof, le principal centre des dégagements d'Hydrocarbures est à Taman; là, les cônes d'argile offrent toutes sortes de formes de passage entre l'écoulement paisible et l'explosion volcanique.

On rencontre encore des salses dans la région des Apennins. Aux environs de Florence, ils forment les terrains ardents, les fontaines ardentes de Barigazzo, de Pietra-Mala, de Bocca-Suolo et Poretta. Dans cette dernière localité, le gaz combustible jaillit au milieu de l'eau. C'est surtout du Méthane, mais il existe, dans les Apennins, des sources de pétrole, entre autres celles du Mont-Zibio, voisine de la salse de Sassuolo, observée par Pline.

La mer Morte, qui occupe le fond d'une dépression longitudinale, résultat d'un effondrement ancien, peut aussi être rangée parmi les salses.

Les eaux de cette mer, dont la surface est inférieure de près de 400 mètres à celle de la Méditerranée, contiennent deux fois plus de chlorure sodique et magnésien que celles de la Méditerranée, elles contiennent aussi beaucoup de Brome, mais très peu d'Iode.

On remarque, en outre, que la quantité de Brome augmente avec la profondeur et souvent on recueille des plaques de bitume flottant à la surface.

Il est probable que les matières chimiques sont amenées au fond par des sources minérales; on a fait observer que la composition de l'eau de cette mer est la même que celle des sources chaudes qui ne sont pas rares dans cette région (Sources d'Emmaüs, de Callirhoé, de Zara). On peut donc admettre que des sources jaillissent au-dessous du niveau actuel et que c'est à des phénomènes internes qu'est due la composition chimique remarquable de ces eaux (1).

Les émanations hydrocarburées : sources d'huile minérale, sources de bitume, etc., doivent être rapportées aux mêmes phénomènes de la dégénérescence des manifestations volcaniques.

Beaucoup de ces sources, celle d'Auvergne (Puy de la Poix), celles de Chine et des États-Unis, sont en rapport évident avec de profondes dislocations de l'écorce et les gise-

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie.*

ments les plus importants sont rassemblés sur des lignes de soulèvement.

Mofettes. — Les mofettes ou émanations carboniques sont le dernier terme de l'activité volcanique. Elles sont extrêmement abondantes dans beaucoup de régions. Chacun a entendu parler de la grotte du Chien, près de Naples, dans laquelle l'anhydride, s'échappant de la fissure du sol, forme une couche irrespirable à sa surface.

Aux environs du lac de Laach, dans l'Eifel, les mofettes sont très abondantes, nous pouvons citer encore celles de Clermont et de Royat.

Dans toutes ces localités, et dans la plupart des autres régions volcaniques, les gaz qui se dégagent sont à la même température que le milieu ambiant. A l'île Saint-Paul, le gaz carbonique mélangé d'un peu d'azote et d'air arrive à la surface avec des eaux dont la température varie de 30° à 96°. L'île Saint-Paul est un ancien cône volcanique sur lequel l'activité interne ne se manifeste plus aujourd'hui que par des émanations de gaz carbonique.

Celui-ci s'échappe non seulement à travers les parois du cratère, mais à travers l'eau qui en remplit le fond et aussi à quelque distance en mer (1).

§ 3. Sources thermo-minérales.

Caractères. — Nous avons considéré précédemment les sources comme les points d'écoulement des nappes d'eaux d'infiltration et nous avons insisté sur ce fait que la plupart des sources sont remarquables par la constance de leur température dont la mesure donne assez exactement la moyenne annuelle de la contrée avoisinante.

Les sources thermo-minérales diffèrent des sources ordinaires par plusieurs caractères importants.

(1) Vélain, *Mission à l'île Saint-Paul.*

D'abord, elles n'arrivent pas à la surface au point de jonction de deux couches, l'une imperméable, l'autre perméable, mais elles y sont amenées par des fissures de terrain. La plupart d'entre elles possèdent une température notablement supérieure à celle de leur point d'émergence. En troisième lieu, grâce à cette température, elles peuvent conserver en dissolution un certain nombre de matières minérales, de là le nom de *sources thermo-minérales*.

Une particularité intéressante de ces sources est la constance de leur débit parfois considérable, qui reste toujours indépendant des variations atmosphériques. Cela semble indiquer que leur origine est profonde, car plus un réservoir est placé bas dans l'écorce terrestre, plus il est soustrait à la variabilité des conditions externes. C'est également à cette profondeur qu'il faut attribuer la constance de la température et de la composition des sources thermo-minérales.

Relation des sources et des lignes de dislocation.— D'après Elie de Beaumont, les sources thermo-minérales sont disposées en groupes dans chacun desquels existe une source principale, qui peut être regardée comme un volcan incapable de donner issue à d'autres produits que des émanations gazeuses, lesquelles n'arrivent à la surface que condensées en eau minérale ou thermale.

Certaines sources, cependant, sont très éloignées de tout district volcanique, et les relations avec les phénomènes internes ne peuvent être considérées comme directes. Cependant, les observations montrent que de pareilles sources jaillissent toujours dans des régions de fracture à la faveur de fentes dues aux grands mouvements orogéniques. Ainsi, on a remarqué, depuis longtemps déjà, qu'aux États-Unis, toutes les sources thermo-minérales sont concentrées dans les chaînes côtières du Pacifique, dans les montagnes Rocheuses ou dans les Apalaches. Il n'y en a aucune dans la plaine du Mississipi, ni sur la côte atlantique. En France, les sources de Vichy sont alignées en groupes sur des fissures exactement parallèles datant d'une époque assez an-

cienne, et qui ont donné alors passage au Basalte de Roanne et de Vichy. Il en est de même des sources de Plombières jaillissant des fractures du Granite alignées du Nord-Est au Sud-Ouest. Il semble donc qu'on ne puisse nier une liaison entre l'apparition des sources chaudes et la formation des montagnes, laquelle dépend des phénomènes internes. Ainsi le sondage de Montrond, en 1881, a rencontré, par 500 mètres de profondeur, une nappe jaillissante chaude d'eau riche en carbonate disodique, qui est évidemment le reste de l'ancienne activité volcanique de tout ce foyer. Ajoutons en passant que cette masse doit être le réservoir des sources de Saint-Galmier et de Montbrison.

Nature des minéraux dissous. — Les sources thermo-minérales varient beaucoup suivant la nature des minéraux qu'elles renferment. Le chlorure sodique est un élément qui est communément répandu, le chlorure potassique l'accompagne fréquemment (Mont-Dore, Royat, Saint-Nectaire). Les sulfates magnésien et sodique ne sont pas rares (Epsom, Sedlitz); d'autres sources contiennent des sels calcaires, des sels de Fer, de la Silice; certaines laissent dégager de l'Hydrogène sulfuré (Enghien, Barèges), et d'autres gaz parmi lesquels l'anhydride carbonique prédomine. A ces dernières appartiennent les sources de Vichy, qui contiennent 4 ou 5 grammes d'anhydride par litre, avec $2^{g},6$ d'alcalis, de la Silice, des acides phosphorique, chlorhydrique, arsénique, sulfurique, du Fer et de l'acide borique en traces. Ces substances sont capables de produire des réactions chimiques qui expliquent la formation d'un certain nombre de minéraux. C'est ainsi que le rocher des Célestins, aux environs de Vichy, est un travertin concrétionné, produit par les sources mêmes qui le parcourent, et déposé par elles dans la position qu'elles occupent actuellement (Voisin). Il se produit en somme, aux dépens des matières dissoutes, des phénomènes comparables à ceux dont nous avons parlé à propos des geysers.

Réactions produites par les sources. — On a montré

qu'à la longue les sources thermo-minérales exercent une action sur les terrains qu'elles traversent (Daubrée). Les sources de Plombières, entre autres, ont donné lieu à des observations fort intéressantes. Ces eaux étaient connues des Romains, qui les avaient captées en étendant au voisinage des points d'affleurement une sorte de béton formé de briques et de fragments de grès, unis par un ciment de chaux. Sous l'action prolongée de l'eau minérale, le ciment et les briques ont été transformés et il s'est produit, sous la pression atmosphérique à la température moyenne de 70°, des espèces minérales particulières, surtout des silicates hydratés d'Aluminium, de Calcium, de Sodium et de Potassium, connus sous le nom de *zéolithes*. Ce qui montre bien qu'il n'y a pas eu simple dissolution, mais réaction chimique lente, c'est que ces minéraux sont localisés les uns sur la brique, les autres dans le ciment.

Des faits analogues ont été constatés aux sources de Bourbonne et de Bourbon-l'Archambault ; et l'on peut constater que des sulfures métalliques, par exemple, ont pris naissance à l'aide de dissolutions faibles de sulfates, sans qu'il ait été indispensable qu'une forte pression et une haute température aient intervenu. C'est là le point le plus important des observations de M. Daubrée; car les réactions se sont produites aux dépens de matières organiques et de métaux introduits par la main de l'homme, ceux-ci sous la forme de pièces de monnaie, médailles, etc. Ces observations montrent que la persistance d'une action chimique peut, dans les phénomènes de la nature, suppléer à l'intensité des énergies étrangères.

Nous montrons ces exemples pour faire comprendre quelles ressources doit présenter l'étude des sources thermo-minérales pour expliquer la formation des gîtes et des filons métallifères. L'étude complète de cette formation est du ressort de la minéralogie, mais pour les quelques notions de cette science qui nous seront utiles plus tard, nous tirerons, au point de vue de l'origine des dépôts métalliques

naturels, de précieux enseignements de l'étude du *Sulphur bank*.

Le Sulphur bank est une coulée de lave andésitique de Californie. Elle mesure 30 mètres de hauteur sur 600 mètres de longueur et 300 mètres de largeur. La surface était originairement couverte d'une croûte de Soufre natif, qui diminue rapidement à mesure qu'on descend, il s'y mèle peu à peu du Cinabre dont la proportion augmente avec la profondeur. L'oxyde ferrique, l'oxyde magnétique, le sulfate double d'Aluminium et de Fer sont fréquents à la surface; en bas, on trouve surtout de la pyrite. A la surface, la décomposition de la lave donne une Silice pure en masse blanche pulvérulente; plus bas, le résidu de la décomposition est une argile. A ce niveau circulent des eaux chaudes alcalines, et les fissures de la roche sont remplies de Silice à consistance gélatineuse.

Les recherches les plus récentes ont montré qu'à 80 mètres de profondeur, la roche est une brèche chargée d'eau chaude contenant des sulfures alcalins, des carbonates de Sodium et d'Ammonium, de l'acide borique, de l'Hydrogène sulfuré et de l'anhydride carbonique; les carbures d'Hydrogène sont toujours présents. Plus haut, la roche est formée de schistes et de grès dans lesquels on ne trouve pas de Cinabre, lequel est répandu en couches exploitables à une plus grande profondeur.

L'explication que l'on a adoptée de ces faits est la suivante. Après la sortie de la lave, le volcan a passé par l'état de solfatare; les eaux chaudes, attaquant la roche environnante, ont mis la Silice en liberté et ont formé une argile grasse pendant que la Silice se déposait dans les fissures de la lave. La décomposition du gaz sulfuré a donné lieu au dépôt de Soufre, et a pu fournir parfois aussi de l'acide sulfurique. C'est celui-ci qui, entraîné par les eaux de pluie, attaquait la lave en donnant un résidu de Silice blanche. Les Hydrocarbures jouaient, sans doute, le rôle des matières organiques dans les sources de Bourbonne, c'est-à-dire que les réactions s'ac-

complissaient en un milieu réducteur qui aidait à la formation de sulfures. Quant au Cinabre, il était probablement dissous dans l'eau chargée de sulfures de Sodium et d'Ammonium (1).

Sans nous attarder à la comparaison du Sulphur bank, avec d'autres filons métallifères, remarquons que la relation établie par Élie de Beaumont entre l'activité volcanique et les émanations thermales, reçoit de cette étude une remarquable confirmation.

ÉMANATIONS MÉTALLIFÈRES. — Ce que nous venons de voir nous conduit à considérer les dépôts desquels il est possible d'extraire des matières utiles à l'industrie nommés communément *gîtes minéraux* et *gîtes métallifères*, comme un mode plus ou moins ancien de l'activité thermo-minérale.

L'étude complète des gîtes minéraux et métallifères constitue une section spéciale de la minéralogie et le cadre du présent ouvrage ne nous permet pas d'entrer dans tous les détails qu'elle comporte; nous nous bornons aux considérations les plus générales et aux définitions, renvoyant pour le reste le lecteur aux traités spéciaux (2).

Gîtes métallifères. — Un gîte métallifère est, comme nous le disions il y a un instant, un dépôt d'où il est possible d'extraire des métaux usuels. Ceux-ci s'y rencontrent à l'*état natif*, ou bien combinés et formant un *minerai* le plus souvent noyé dans des matières pierreuses qui constituent la *gangue*.

(1) Le sulfure de mercure ou cinabre n'est pas, comme on pourrait le croire, spécial aux sources thermo-minérales californiennes. M. des Cloizeaux l'a recueilli en Islande au Grand-Geyser, et M. Liverdsige a signalé sa présence dans les sources chaudes néo-zélandaises.

(2) De Launay, *la Formation des gîtes métallifères* dans *l'Encyclopédie scientifique des aide-mémoire;* Fuchs et de Launay, *Traité des gîtes minéraux et métallifères*, 1893, et, dans les *Annales des mines*, les mémoires de MM. Daubrée, Michel Lévy, Rolland, Fuchs, etc.

Parmi les minerais, les uns: Carbonates, Silicates, Oxydes, Phosphates, sont oxydés; les autres: Sulfures, Chlorures, Arséniures, sont privés d'oxygène.

Diverses formes des gîtes. — Les types des gîtes métallifères peuvent se ramener à trois: gîtes en filon, gîtes en amas, gîtes stratifiés. Les deux premières catégories rentrent l'une dans l'autre. Un filon est une fente bien caractérisée de l'écorce qui s'est remplie de matières métalliques par un mode de remplissage que nous allons rechercher; si la fente subit en certains points un élargissement exceptionnel et l'on aura le gîte en amas.

Quant aux gîtes stratifiés, comme leur nom l'indique, ils doivent être considérés comme des strates d'une nature particulière, ils sont interposés entre des couches de terrain et se sont déposés en même temps qu'elles.

Appareils métallifères. — Dans l'étude d'un gîte métallifère, deux questions se posent tout d'abord: quelle est la nature de la fente qu'il remplit? comment s'est effectué ce remplissage? On comprend, en effet, *a priori*, que le remplissage n'est pas forcément consécutif de la dislocation qui a engendré la fente, celle-ci a pu rester béante un temps plus ou moins long.

C'est à cet ensemble, fente et remplissage, qu'on donne le nom d'*appareil métallifère.*

Filons. — Les filons sont les fentes des gîtes bien définies comme parcours. L'inclinaison, ou *pendage*, d'un filon est très souvent verticale. Mais, si, après l'ouverture de la fente, le terrain avoisinant a été bouleversé, le pendage peut s'éloigner de cette direction.

Les parois d'un filon sont les *épontes;* l'une, qui, par défaut de verticalité, s'appuie sur l'autre, est le *toit* et la seconde est le *mur*. Ceux-ci sont souvent séparés du filon lui-même par une certaine épaisseur de matières argileuses qui constituent la *salbande.*

On définit encore la *direction* d'un filon, l'orientation de l'horizontale en chaque point; sa *puissance*, qui est son

épaisseur mesurée suivant la perpendiculaire commune aux épontes, et l'*inclinaison*, qui est l'angle de l'horizontale en un point avec la ligne de plus grande pente.

La *direction* d'un filon est une donnée à peu près constante, quand le terrain encaissant ne change pas de nature, et que le filon considéré n'en rencontre aucun autre. En cas de croisement de deux filons, le plus ancien est séparé en deux tronçons et il se produit un *rejet*.

Il est bien rare qu'un filon métallifère soit isolé. D'habitude, les filons se concentrent dans des régions où les matières métalliques emplissent une série enchevêtrée dans chacune desquelles les fentes sont à peu près parallèles. Cet ensemble des fentes est ce que l'on nomme un *champ de fractures*. Les districts miniers de Pontgibaud (près de Clermont-Ferrand) et de Vialas (Lozère) en sont de très bons exemples. Les mines de Freiberg, dans l'Erzgebirge, sont des champs de fractures parfaitement caractérisés.

En tordant par une extrémité une plaque de verre épais fortement maintenue à l'autre bout, M. Daubrée a obtenu des fêlures du verre qui reproduisent avec une certaine exactitude le plan d'un district minier. De là il conclut qu'une cause profonde déviant les actions de dislocation a pu transformer ces actions en efforts de torsion déterminant la formation de fractures filoniennes.

Remplissage. — Le mode de remplissage des filons est évidemment très complexe. Les matières minérales ont pu être empruntées à la roche environnante (gîtes de sécrétion ou d'exsudation), ou bien venir de l'intérieur (gîtes d'émanation), mais quelquefois ces deux modes de remplissage ont pu se combiner, et se combiner à un troisième mode dans lequel l'apport de matière se serait fait de l'extérieur.

L'observation montre qu'au point de vue du mode de remplissage, on doit distinguer trois types de filons :

1. Type stannifère. — On donne au premier type le nom de *type stannifère* parce qu'il est surtout caractéris-

tique des filons de minerais d'Étain. C'est celui dans lequel le remplissage, résultat des émanations d'une roche éruptive ancienne [Granite, Granulite (1)], a été immédiatement consécutif du mouvement de torsion générateur de la fracture. Pour cette raison, on peut donner à un tel gîte le nom de *gîte d'émanation directe*.

Ajoutons que les gîtes stannifères se rencontrent en France à Montebras (Creuse), à Chanteloube (Haute-Vienne), à Saint-Léonard, à Vaulry, à Cieux et à Monsac, sur les versants de la chaîne de Blond, dans le Limousin. Le minerai est le bioxyde ou *Cassitérite* accompagné de Mispikel, de Fluorine, d'oxyde de Cuivre, d'un peu d'Or; la roche encaissante est un Granite, une Granulite ou un Elvan. On retrouve des filons semblables en Saxe, en Bohême et en Cornouailles, aux Indes, en Australie, au Mexique; tous ont une origine très ancienne, mais en Toscane, et à l'île d'Elbe, on a découvert des gîtes, peu riches il est vrai, d'âge beaucoup plus récent.

II. Type cuprifère. — Bien que tous les gîtes de Cuivre n'appartiennent pas à ce second type, les exemples les plus nets en sont offerts par les mines de Cuivre; aussi peut-on sans inconvénient lui conserver ce nom. Le type cuprifère est caractérisé par ce fait que la matière utile s'est concentrée dans certaines parties d'une fente remplie tout d'abord par une masse éruptive. La séparation du minerai a pu demander un temps assez long. On donne quelquefois à ces gîtes le nom de *gîtes de départ*.

Au lieu d'être, comme les gîtes stannifères, en rapport avec une roche riche en Silice (ou roche acide), les gîtes cuprifères sont en rapport avec des roches pauvres en Silice (ou roches basiques). Aussi le minerai n'est-il pas un oxyde, mais un sulfure; la partie supérieure en contact avec les eaux d'infiltration renferme seule des oxydes, c'est le *chapeau de fer* des mineurs.

(1) Voir IVe partie, chap. I, § 2.

L'association des minerais de Cuivre avec les roches basiques est mise en évidence dans les mines de Toscane (Monte-Catini), où la roche encaissante est très vraisemblablement un produit d'éruption ; en Espagne, à Rio-Tinto, la roche est un Porphyre dioritique. En Norvège, dans l'Oural, dans l'Amérique du Sud, dans l'Amérique du Nord (série cuprifère du lac Supérieur), la même constatation peut se faire.

Par conséquent, l'époque des sorties cuprifères sera celle de la sortie des roches basiques. On en trouve à peu près dans les trois ères géologiques (1).

III. Type plombifère. — A ce dernier type appartiennent tous les gîtes où l'on peut reconnaître un dépôt des gangues et des minerais résultant d'une circulation de vapeurs et d'eau, laissant par évaporation, par condensation, ou par actions chimiques, des matières métalliques se former sur les parois de la fente. Le filon apparaît en zones symétriques par rapport aux parois ; chacune de ces zones renferme des matières concrétionnées, qui ne sont cristallisées que là où il existe des cavités ou *druses*. C'est à ce type qu'Élie de Beaumont donnait le nom de *filon concrétionné* ou *filon d'incrustation*.

En France, les filons plombifères sont assez abondants. Le minerai est soit du sulfure de Plomb, soit du carbonate ; ils sont assez anciens. On peut nommer les mines de Pontpéan et de la Touche (Ille-et-Vilaine), de Poullaouen et du Huelgoat (Finistère), de Vialas (Lozère), remarquable champ de fractures, et de Pontgibaud (Puy-de-Dôme). En Europe, les mines de Plomb existent en Suède, dans le duché de Cumberland, en Carniole ; il y en a aussi en Amérique, notamment au Colorado.

Théorie solfatarienne. — Ce qu'il importe de retenir dans une étude aussi brève que celle que nous faisons, c'est tout d'abord les rapports de chaque type filonien avec une roche

(1) Voir IVe partie, chap. I, § 3.

éruptive, et, en second lieu, le rôle prédominant des sulfures dans le remplissage.

Si nous comparons ce résultat avec celui que nous avons obtenu dans l'examen des volcans, nous nous rappellerons que chaque émission de laves est accompagnée d'une émission de fumerolles dans lesquelles les composés du Soufre sont fréquents et ces fumerolles déposent des substances métalliques.

Les notions que nous avons acquises à propos du *Sulphur bank* nous ont enseigné que certains phénomènes de nature thermo-minérale peuvent donner naissance à des filons, et que, dans la profondeur, le milieu se montre de plus en plus réducteur.

Les filons métallifères peuvent, avec quelque raison, être regardés comme issus d'une action solfatarienne, dont on trouve les traces assez nettes dans l'état de beaucoup de roches accompagnant les gisements.

L'action solfatarienne a amené, dans les fissures, les métaux soit à l'état de sulfures dissous, probablement dans des sulfures alcalins vaporisés, ou à l'état de chlorures. La roche, attaquée sur le parcours de l'émanation, a mis de la Silice, du carbonate de Calcium et d'autres substances en relation avec les matières provenant directement de l'émanation. A la superficie du globe, les eaux d'infiltration sont entrées en réaction avec les eaux thermo-minérales, et, de l'action chimique, sont résultés les matériaux des gangues, variables suivant le degré d'oxydation et la part prise, dans le phénomène, par les sels contenus dans les eaux infiltrées.

De la sorte, tandis que les métaux faciles à oxyder s'unissaient à la Silice des roches acides, les fumerolles issues de ces roches épanchées entraînaient les métaux peu oxydables, ou n'ayant d'affinités que pour les halogènes (Etain et Or, par exemple). Les roches pauvres en silice amenaient quelques oxydes (Fer, Nickel, Chrome), des métaux inoxydables (Platine et analogues), et leurs fumerolles entraînaient des sulfures. De ceux-ci, les uns insolubles dans les sulfures

alcalins formaient des gîtes de départ (filons cuprifères); les autres, dissous par les eaux thermo-minérales, engendraient les filons concrétionnés. Quelques métaux, aux oxydes insolubles, en s'unissant aux produits de l'action chimique des émanations sur les roches traversées, formaient des gangues.

Théorie de la sécrétion latérale. — M. Sandberger a développé une autre théorie d'ordre essentiellement chimique, laquelle n'admet d'autre origine aux filons métallifères que le lessivage des roches environnantes par les eaux d'infiltration.

On trouve dans toutes les roches d'origine interne tous les éléments des filons. Ces éléments, dissous dans les eaux thermales qui parcourent l'écorce, déposeraient, en arrivant au contact de l'air, à la partie supérieure des fentes, leurs matières dissoutes, que les oxydations ultérieures transformeraient.

On a invoqué en faveur de cette théorie un grand nombre d'arguments chimiques, si bien qu'il est impossible aujourd'hui de nier l'action de la sécrétion latérale. Cependant, M. de Lapparent, se basant sur le fait de la localisation du phénomène, fait qui n'est nullement expliqué par la théorie de la sécrétion et qui possède une importance de premier ordre, se refuse à admettre ce mode comme un mode général de formation des gîtes métallifères (1).

Quant à l'époque à laquelle s'est produit le champ de fractures et à celle du remplissage du filon, on ne peut les déterminer que d'une façon conjecturale. Cependant, pour les gîtes stratifiés, ou pour des matières épanchées au milieu de terrains stratifiés, on peut leur attribuer ce que, plus loin, nous appellerons un *âge relatif*.

Nous bornerons ici ces notions sur les émanations métallifères dont l'étude aurait pu se faire plus tard sous le titre de *Phénomène thermo-minéral dans le passé*; mais l'aperçu

(1) Lapparent, *ouvr. cit.*

que nous avons donné des phénomènes qui s'accomplissent en Californie au *sulphur bank*, où les géologues ont en quelque sorte pris sur le fait un filon en voie de formation, nous forçait à entrer immédiatement dans quelques détails à ce sujet, qui sort un peu, nous devons le dire, de l'objectif que nous nous sommes proposé au début de ce livre.

§ 4. La chaleur interne.

Accroissement de la température avec la profondeur. — Chaque fois que des ouvrages d'art, forages de puits, sondages, etc., ont permis de mesurer la température des couches profondes du sol, on a constaté que le thermomètre donnait des indications de plus en plus élevées à mesure qu'on s'enfonçait plus profondément. Ce phénomène est d'une généralité absolue ; on l'a observé aussi bien dans les mines de Sibérie, où la température moyenne de l'année est de — 10°, que sous la zone torride.

But des recherches. — Le but principal des recherches sur la chaleur interne est de découvrir si l'accroissement de température avec la profondeur suit une marche différente avec les circonstances extérieures, ou obéit à une loi déterminée

Méthode des sondages. — Les puits artésiens et les trous de sonde fournissent d'excellentes mesures de température à une profondeur donnée, à condition d'isoler la colonne d'eau au point observé, en empêchant la descente des eaux froides de la surface et l'ascension des eaux chaudes du fond. On a obtenu des résultats particulièrement précis au sondage de Sperenberg (à 41 kilomètres au sud de Berlin), parce que la sonde a rencontré très près de la surface une masse de sel gemme, dans laquelle elle a pénétré jusqu'à 1 269 mètres de profondeur. La roche environnante restant identique à elle-même, on conçoit facilement la précision apportée aux mesures. On isolait une partie de la colonne d'eau au moyen d'obturateurs en caoutchouc et on se servait de thermomètres spéciaux dits *géothermomètres*.

Degré géothermique. — Ceci posé, le but des mesures est de déterminer la profondeur à laquelle il faut descendre, suivant la verticale, pour obtenir une élévation de température de 1 degré centigrade. Cette hauteur a reçu le nom de *degré géothermique.*

Résultats. — L'ensemble des résultats obtenus avec les puits artésiens assigne une valeur constante de 31 mètres environ au degré géothermique moyen entre la surface et 600 mètres de profondeur. Quelquefois, cependant, la présence d'épanchements laviques ou celle de sources chaudes amène une diminution considérable dans le degré géothermique. Les sondages les plus profonds ont été poussés jusqu'aux environs de 1750 mètres (1629 à Sperenberg, 1748 à Schladebach, dans la Saxe prussienne) et l'on a pu constater que, partout, la température s'accroît avec la profondeur. En outre, d'après les observations d'Arago au puits de Grenelle, le degré géothermique augmente un peu à mesure que l'on descend.

Résultats obtenus dans les mines. — Les observations faites dans les mines ont donné des résultats moins précis, mais il faut tenir compte des causes d'erreurs nombreuses auxquelles se heurtent les observateurs.

En effet, ce n'est ni l'air de la mine sans cesse renouvelé par des moyens artificiels ou naturels, ni l'eau provenant d'une origine inconnue, pour la plupart des cas, qui donneront les indications utiles. Les eaux de mines peuvent provenir soit de suintements et l'on ignore le niveau où ils prennent leur origine, soit de réservoirs; mais si ces derniers sont superficiels, le liquide subit l'influence de la température extérieure; s'ils sont profonds, l'eau la plus chaude, qui est aussi la plus légère, monte à la surface et en modifie l'état thermique. Il est donc indispensable d'opérer sur la roche elle-même. Pour cela, on y creuse des trous de 60 centimètres au moins de profondeur, et on y enfonce le géothermomètre en comblant les vides avec du sable. Il est bon de ne forer qu'une surface récemment mise à nu et qui, avant

de se mettre en équilibre de température avec le milieu ambiant, conserve pendant quelque temps sa chaleur primitive. Mais il faut attendre aussi que la chaleur engendrée par le forage se soit perdue.

Il est facile de prévoir que les résultats obtenus seront assez peu concordants. Saussure avait donné le chiffre de 37 mètres fourni par les mines de Bex (canton de Vaud); dans la mine de Freiberg (Saxe), on avait déterminé le nombre 30 mètres. En Bretagne, à Poullaouen, le degré géothermique fut trouvé égal à $21^m,50$. En Cornouailles, le chiffre varie de 46 à 16 mètres. En Saxe, il varie de 16 à 118 mètres, ce qui donne une moyenne de $55^m,5$.

Ces différences tiennent fort probablement à la nature des roches. Il est évident que s'il existe à l'intérieur du globe un réservoir de chaleur, reste de l'énergie de la nébuleuse primordiale, la transmission de celle-ci se fait par conductibilité, et l'on sait que la conductibilité calorifique des diverses roches est variable à un haut degré avec leur composition chimique.

Résultats obtenus dans les souterrains. — L'étude de la répartition de la température dans la paroi rocheuse des grands tunnels du mont Cenis et du Saint-Gothard, bien que ne donnant pas de renseignements directs sur la variation en profondeur, a cependant fourni d'utiles indications, et permet d'admettre que le degré géothermique, pour les altitudes comprises entre 1000 et 3000 mètres, ne dépasse pas 30 mètres. Pour les altitudes comprises entre le niveau de la mer et 1800 mètres, la valeur du degré est comprise, avons-nous dit, entre 30 et 35 mètres. C'est-à-dire que, sur une verticale de près de 5000 mètres, l'observation directe montre que le degré géothermique varie dans une faible mesure.

Ce résultat est une conséquence forcée de la théorie de la chaleur interne. On ne doit pas, en effet, assimiler ce foyer interne à une source de chaleur constante et constamment renouvelée, comme la flamme d'une lampe. Or, on sait que

tout corps qui perd sa chaleur par rayonnement dans un espace indéfini doit offrir sur sa surface libre une variation de température bien plus rapide que dans la profondeur de sa masse. A partir du centre, sa chaleur se diffuse de plus en plus également, et ce n'est qu'à mesure qu'on approche du milieu froid que l'échange entre la température du corps et celle de l'espace doit être rapide (1). Les expériences de G. Bischof, de MM. Perry et Ayrton, de MM. Thomson et Tait ne laissent aucun doute à cet égard. En faisant fondre une sphère de basalte de 75 centimètres de diamètre, Bischof trouvait qu'au bout de quarante-huit heures la diminution moyenne de 1 degré pour 1 millimètre est trois fois plus rapide à la surface qu'entre deux couches situées l'une à 18, l'autre à 24 centimètres du centre.

MM. Thomson et Tait, étudiant la distribution des températures de la terre aux divers stades de son refroidissement et supposant une température originelle de 4 000 degrés, arrivent à ce résultat que, jusqu'à 30 kilomètres, l'augmentation de température est proportionnelle à l'accroissement de profondeur. Ce qui revient à dire que le degré géothermique est constant jusqu'à cette limite.

Il résulte de là que, sans nous attacher à la recherche hypothétique de la profondeur à laquelle les roches sont fondues, il est très vraisemblable que cette profondeur n'est qu'une fraction assez faible du rayon terrestre, c'est probablement cette circonstance qui permet aux laves de parvenir incandescentes à la surface.

Isogéothermes. — La distribution de la chaleur dans les couches profondes peut être représentée par des surfaces d'égale température ou *isogéothermes*. Il est probable qu'à une profondeur dépassant 1 800 mètres, elles sont régulières et parallèles les unes aux autres. Mais au voisinage de la surface, elles subissent, de la part du relief du sol et de la température moyenne de l'air, des déformations nombreuses.

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie*.

Considérons, en effet, une montagne de 2000 mètres d'altitude telle qu'au sommet la température soit de 0° et à la base de 10°, ce qui implique une décroissance de la température atmosphérique de 1° pour 200 mètres d'altitude. Pour trouver, à partir du sommet de la montagne, la surface isogéotherme de 10, il faut l'abaisser de dix fois 30 mètres, en fixant à 30 mètres le degré géothermique, c'est-à-dire qu'à 300 mètres du sommet, à 1700 mètres de la base, la température interne sera celle de la base, et la surface isogéotherme rencontrera l'isotherme atmosphérique de 2°,5; comme cette surface coïncide, au pied de la montagne, avec la surface isotherme de 10°, il en résulte qu'elle subit du fait du relief un relèvement assez considérable, et au point d'intersection de la verticale du sommet et de l'isotherme atmosphérique de 10°, la température sera de $\frac{2\,000}{30}$ degrés, soit 66°,6, soit 56° de plus que dans l'air. La différence de température de deux points également éloignés du centre peut donc être assez forte.

Elle peut l'être davantage si l'on considère deux points également distants du centre et situés l'un au fond d'une mer profonde, par 4000 mètres, si l'on veut, et l'autre à une même distance du niveau de l'Océan, mais sous une masse continentale importante. Nous avons appris que la température du fond d'une mer profonde est voisine de 0°, donc le premier de nos points est à la température de 0° ; si l'autre est situé sous une ligne de relief telle que la chaîne des Andes du Pérou, où les sommets de 4500 mètres marquent la limite des neiges persistantes, notre second point se trouvera a 8500 mètres au-dessous d'une isotherme atmosphérique voisine de 0°, en fixant toujours à 30 mètres le degré géothermique, cela le place sur l'isogéotherme de 283°,3. Ce qui donne pour deux points également éloignés du centre de la terre une différence de température vraiment considérable.

De là cette conclusion que certaines parties de la croûte

terrestre, prises sur une même surface sphérique, peuvent être les unes à la température où se forme la glace, les autres à celle où se ramollissent les roches. Comme celles-ci sont situées sous les hautes chaînes du relief, on a raison de dire que les chaînes de montagne sont les zones de faible résistance de l'écorce.

Il ne faut pas exagérer cette faiblesse, car la distance verticale entre la plus grande profondeur océanique et le plus haut sommet du relief est voisine de 17000 mètres ; on arrive donc, en fixant le degré géothermique à 30 mètres, à une température maximum de 500°, qui est encore éloignée du point de fusion des roches.

En définitive, nous devons conclure que l'action thermique seule est incapable de déterminer des mouvements de l'écorce terrestre au-dessus des lignes de relief, mais il est possible qu'elle apporte son aide à d'autres circonstances, car nous verrons bientôt que c'est à juste titre que nous avons considéré les lignes de relief comme des lignes de moindre résistance.

§ 5. Théories du volcanisme.

Répartition géographique des volcans. — Le fait qui frappe le plus l'observateur étudiant la distribution géographique des volcans, est que la plupart des bouches volcaniques actives se trouvent au voisinage de la mer.

On sait que la terre est traversée par trois grandes dépressions méridiennes, le Pacifique, l'Atlantique et l'océan Indien, et par une dépression transversale, la Méditerranée. Or, la périphérie de ces dépressions est jalonnée de volcans actifs ou inertes.

Ceinture du Pacifique. — Si l'on part de la Nouvelle-Zélande, où les volcans sont nombreux, on rencontre les îles Viti, qui relient les Nouvelles-Hébrides à la Nouvelle-Zélande; par les îles Salomon, on rejoint les îles de la Sonde, qui constituent la plus remarquable région volca-

nique du globe (en y ajoutant les Moluques et les Philippines, on y trouve 49 volcans actifs et 109 si l'on compte les volcans éteints). Au nord des Philippines, la ceinture volcanique se continue par les solfatares de Formose et les volcans japonais (35 en activité, 129 y compris les cônes éteints); puis viennent les 16 volcans actifs des îles Kouriles et les 33 bouches du Kamtchatka (12 en activité). La bordure septentrionale de la ceinture volcanique est tracée par la suite des îles Aléoutiennes avec 34 cratères, dont 10 sont encore actifs et dont tous ont été en éruption pendant les temps modernes. La série des volcans aléoutiens mène au cratère d'Ounimak, à la pointe extrême de la presqu'île d'Alaska. On compte dans celle-ci 5 cônes, dont plusieurs sont en activité constante. La bordure orientale du Pacifique débute par les cratères éteints de la Colombie anglaise, ceux de la chaîne des Cascades (Orégon). De tous ces volcans, plusieurs dépassent 4 000 mètres d'altitude. En Californie et dans le Mexique septentrional, on ne compte qu'un petit nombre de bouches volcaniques (le Pinacate était en éruption en 1887), mais dans le sud du Mexique, le Colimo, le Jorullo, le Popocatepelt, le volcan d'Orizaba sont célèbres par leurs éruptions et leur altitude. Dans l'Amérique australe, 25 volcans sont en activité, 25 sont éteints. Au sud de la Colombie équatoriale viennent les 16 volcans de l'Equateur dont les cimes s'élèvent de 4 700 à 5 900 mètres. Le Pérou, la Bolivie, le Chili, comptent 23 volcans dont les cratères conduisent ainsi jusqu'à la Terre de Feu; de là quelques îles volcaniques mènent à l'Erebus et au Terror, volcans du cercle polaire antarctique reliés par quelques volcans éteints à la Nouvelle-Zélande. Tous les volcans de la ceinture du Pacifique sont alignés soit sur la Cordillière des Andes, soit sur des chaînes d'îles allongées, parallèles aux Andes et qui peuvent être regardées comme les sommets d'une chaîne de montagnes immergées.

Bordure atlantique. — La côte occidentale de l'Atlantique offre de même une série de volcans, moins riche que

la précédente : Jean-Mayen, Islande, Açores, Canaries, Cap-Vert, Cameroun, Ascension, Sainte-Hélène, Tristan-d'Acunha, et se reliant à la bordure orientale du Pacifique.

Mer des Indes. — La dépression de la mer des Indes comprend en bordure un certain nombre de volcans éteints: îles du Prince-Edouard, de Kerguelin, d'Amsterdam, de Saint-Paul, archipel des Mascareignes, la Réunion, les Comores, Madagascar bordée de volcans éteints sur son littoral Est. En Afrique, au sud de l'Équateur, une série volcanique s'étend du lac Nyassa au lac Victoria et peut-être rattachée à la ceinture indienne.

Méditerranée. — La grande dépression transversale est aussi bordée de volcans. Tels sont ceux des Antilles, les cratères éteints d'Espagne et d'Auvergne, d'Italie et de l'archipel grec, du Caucase, de l'Arménie, puis, les volcans éteints de l'Indo-Chine qui s'unissent par Sumatra, à ceux de Java et du Pacifique. Cette ligne est prolongée par les volcans des îles Sandwich et des Galapagos.

Ainsi, ce sont les contours des grandes dépressions qui sont les lignes où se concentre l'activité volcanique. Il est aisé de voir que celle-ci atteint son maximum aux points où la dépression méditerranéenne vient croiser les trois autres. Les volcans du Mexique et des Antilles sont situés à la rencontre de la ligne volcanique méditerranéenne et de la ligne du Pacifique oriental ; même remarque pour les îles de la Sonde, intersection de la ceinture occidentale du Pacifique avec la ligne méditerranéenne. Le phénomène volcanique atteint dans cette région un développement dont l'ampleur n'est égalée en aucun autre point de la surface terrestre.

Observons encore qu'il n'y a pas de volcans sur la côte Est du continent américain, ni sur les côtes Nord-Ouest de l'Europe. Or, ces côtes, nous le savons, sont entourées de fonds sous-marins d'une faible profondeur, tandis que la ceinture du Pacifique est le bord le plus abrupt d'un grand plissement de la surface. De là cette conclusion que

tous les volcans sont situés sur le flanc le plus incliné des plis terrestres ; ils y jalonnent les grandes lignes de dislocation qui limitent de brusques dépressions. L'étude des volcans continentaux de l'Asie, dont quelques-uns, découverts par M. Bonvalot, atteignent 5 000 et 6 000 mètres, de ceux de l'Afrique équatoriale situés sur une ligne effondrée qui sépare le bassin du Nil de celui de l'océan Indien et prolonge la falaise abyssinienne, qui suit elle-même la mer Rouge et la dépression du Jourdain, et de ceux du Mexique, alignés sur les bords d'une fracture dont la direction est à peu près perpendiculaire à l'océan Pacifique, vient corroborer cette observation. Tous sont situés sur les bords des aires d'affaissement que nous regardons maintenant comme les lignes de moindre résistance de l'écorce terrestre.

Connaissant dans ses traits principaux la répartition géographique des volcans, nous pouvons traiter dès à présent des causes du volcanisme et des théories auxquelles le phénomène a donné naissance.

Parmi ces théories, il en est une qui a réuni pendant longtemps les suffrages des géologues ; c'est la théorie des soulèvements, créée par Humboldt et Léopold de Buch, soutenue ensuite par Élie de Beaumont et Dufresnoy. Il semble, aujourd'hui, qu'elle doive être abandonnée, car partout les faits observés sont en contradiction avec elle. Cependant les observations d'un géologue américain, M. K. Gilbert, donnent à penser que peut-être tout n'est pas à rejeter dans la théorie de Léopold de Buch. C'est pourquoi, croyant qu'il est impossible de les passer sous silence ou même de simplement la mentionner, nous nous proposons de l'expliquer, en même temps que les observations qui ont le mieux contribué à la détruire.

Mais il est nécessaire, avant de passer à ce sujet, de revenir sur les volcans en eux-mêmes, d'étudier plus spécialement la forme et la genèse des cônes et des cratères. Cette esquisse, rapidement faite, facilitera l'intelligence de la théorie et de celle qui a prévalu depuis.

Formation des montagnes volcaniques. — **Nous savons** que les bouches volcaniques rejettent des matériaux solides de deux sortes, les laves et les débris solides : fragments de roches, bombes volcaniques, ponce, cendres, lapilli, etc.

Cônes. — C'est l'accumulation de ces matériaux solides qui donne naissance à la montagne volcanique affectant le plus généralement la forme d'un cône. Cette forme est due à la nature même des matières constitutives, les laves coulant suivant une pente assez faible, et les débris s'agglomérant en un talus plus ou moins raide, suivant la grosseur et le degré de cohésion des débris. Bien qu'il existe un certain nombre de montagnes volcaniques exclusivement formées de laves et d'autres composées de tufs, les plus importantes et les plus nombreuses sont constituées de débris. L'enchevêtrement des matériaux fait naître une masse assez peu stable inclinée de 35 à 45 degrés et affectant une stratification grossière résultant des chutes alternatives de gros blocs et de cendres plus fines. La couleur des cônes de débris non occupés par la végétation est celle de la rouille, due à l'oxydation des matériaux ferrugineux. La régularité extérieure de certains cônes comme le Stromboli, le Cotopaxi, les volcans de Java, est souvent parfaite.

Il arrive quelquefois que le cône de débris d'un volcan présente des directions de pente contraires, l'une vers l'orifice de la cheminée, l'autre vers la base. La première est composée de débris qui, pendant chaque éruption, sont retombés vers la cheminée et de ceux qui proviennent de l'éboulement des parois de celle-ci sous les efforts des gaz internes.

L'édification d'un cône volcanique est souvent très rapide ; pour ne citer qu'un exemple, lors de l'éruption de l'Etna, en 1865, il a suffi de quelques jours pour que des cônes adventifs atteignissent 100 mètres de hauteur.

Parmi les édifications rapides, on peut citer celle de l'île Julia, apparue en 1831 à 40 kilomètres au sud de Sélinonte, entre la Sicile et l'île Pantellaria. A la suite de plu-

sieurs explosions sous-marines, on vit apparaître, le 18 juillet, un îlot de 4 mètres de hauteur creusé en son milieu d'un cratère, qui émettait des cendres et de la fumée : cinq jours après, l'île avait 20 mètres de hauteur et 250 mètres de diamètre, elle occupait une position où les cartes hydrographiques indiquaient des profondeurs de 200 mètres. Au commencement d'août, elle avait 4 800 mètres de périphérie et l'Angleterre commençait à en réclamer la propriété. Mais, à la fin de septembre, C. Prévost constatait que l'île était uniquement le sommet d'un cône de débris que l'action des vagues commençait à disperser ; le 29 de ce mois, elle avait encore 33 mètres de hauteur, ce qui indiquait une accumulation de matériaux de 240 mètres élevée en un peu plus de deux mois. Le 28 décembre, l'île avait d'ailleurs disparu. En juillet 1863, l'île Julia reparut et atteignit en quelques semaines 80 mètres de hauteur, mais elle disparut rapidement (1).

Ajoutons, pendant que nous sommes sur ce sujet, que les îlots volcaniques ainsi apparus et tôt détruits par la mer ne sont pas très rares. Ils se montrent assez fréquents sur les côtes d'Islande ; en 1883, on a signalé un cône dominant la mer, près d'Unalaska, dans les îles Aléoutiennes; on peut encore citer l'île Sabrina, parue en 1811 près de San-Miguel, dans les Açores. Toutes ces îles sont très aisément démolies par les vagues, ce qui prouve le peu de cohésion des débris volcaniques ; ce n'est qu'une éruption d'une violence exceptionnelle qui peut réussir à édifier ainsi un cône dominant la mer, et ce cône si rapidement édifié est toujours temporaire.

Cependant, lorsque les débris peuvent être recouverts par des couches de laves, l'île éruptive se consolide et résiste mieux aux assauts des vagues ; c'est le cas de l'île Saint-Paul dans l'océan Indien, entièrement formée de laves diverses en coulées superposées recouvertes en certains points

(1) E. Reclus, *la Terre*, volume I.

de tufs et de cendres. Toutefois, l'édifice n'est pas d'une solidité inébranlable; chaque année, la destruction fait des progrès et, si l'activité ne s'y réveille pas, l'île est appelée à disparaître (1).

Les dimensions auxquelles peuvent atteindre les montagnes volcaniques sont parfois considérables. Remarquons cependant que l'altitude peut être différente suivant l'époque où on la mesure, car les explosions de gaz, en démantelant le cône, sont capables de l'abaisser.

C'est ainsi que l'Etna, qui s'élève aujourd'hui à 3 313 mètres, en mesurait 3 360 en 1819. Le sommet du Vésuve, aujourd'hui, est à 1 250 mètres; en 1867, il atteignait 1 296 mètres; les variations d'altitude de cette montagne sont d'ailleurs nombreuses.

Mais ces dimensions sont faibles, comparées à celles des cônes éruptifs de la Bolivie, du Kamtchatka et de l'Afrique équatoriale, où les explorateurs ont relevé des altitudes de 4 000, 5 000 et 6 000 mètres (2).

Cratères. — Si nous passons, à présent, des cônes aux cratères, nous pourrons établir encore quelques distinctions.

Il existe des cratères ouverts au sommet d'un cône de cendres et de débris et extrêmement variables de formes et de dimensions; tels sont les cratères du Stromboli, du Vésuve, de l'Etna, qui changent d'aspect à chaque éruption. On les nomme *cratères de débris*.

Lorsque la lave se déverse exclusivement par un bord, au lieu de se frayer une voie par fentes latérales, il arrive qu'il se produit une large brèche dans le flanc de la montagne et que le cratère, au lieu d'avoir la forme d'une coupe, a celle d'un fer à cheval. Dans les volcans inertes de l'Auvergne, cette forme de *cratères ébréchés* est très fréquente.

(1) Vélain, *Mission à l'île Saint-Paul*, 1879.

(2) Voir Fuchs, *les Volcans et les Tremblements de terre*, 1878, et E. Reclus, *Nouvelle Géographie universelle*, volume VI.

Les parois de certains cratères sont quelquefois exclusivement formées de laves; aussi les appareils volcaniques sont-ils beaucoup plus stables. L'exemple classique de ces cratères est celui du Piton de la Fournaise dans l'île de la Réunion. Les parois verticales, hautes de 150 mètres, laissent voir une succession de coulées de laves sensiblement horizontales, alternant avec des couches de scories traversées par des filons de laves formant parfois des dykes. Une longue série de coulées qui se sont ainsi superposées régulièrement a donné au cratère son élévation.

D'autres types de cratères présentent ce caractère commun de n'être point formés de matériaux rejetés par la cheminée. Ce sont les *cratères d'effondrement*.

A ce type appartient le cratère de Kilauea dans l'île d'Hawaï, l'une des Sandwich. Ses parois sont taillées verticalement dans une série ininterrompue de couches horizontales de laves, variant de quelques centimètres jusqu'à 10 mètres de puissance. Aucune trace de projections violentes n'a été relevée dans le voisinage; en outre, ce cratère est situé à 3000 mètres au-dessous d'un autre, le Mauna-Loa, sur le flanc d'un cône de lave; enfin, en 1868, on a constaté qu'il s'était fait un effondrement du fond du cratère, effondrement qui l'a abaissé de 30 mètres. Evidemment, la roche sous-jacente est parsemée de cavités; refondue par le passage de laves nouvelles, elle s'est effondrée. Des effondrements analogues s'étant produits dans le cratère, à des dates antérieures, et d'autres s'étant manifestés ultérieurement (de 1868 à 1891) dans des lacs de lave voisins, il est naturel de penser que la formation du cratère de Kilauea est due à des effondrements. C'est encore parmi les cratères d'effondrement qu'il faut ranger les bouches des volcans de Santorin, l'une des Cyclades. D'après les observations de M. Fouqué (1), la lave, sans doute poussée par la pression des gaz et des vapeurs internes, sort en s'élevant; puis une

(1) Fouqué, *Santorin et ses éruptions*, 1879.

explosion se produit et les débris, rejetés de tous côtés, font une cavité cratériforme.

Une autre série de cratères, plus nombreuse que la précédente, est celle des *cratères d'explosion*. Souvent les explosions respectent en partie le cône de débris, mais il arrive aussi que la puissance en est telle que le cratère de débris est entièrement détruit et qu'il ne reste à sa place qu'une cavité plus ou moins profonde.

Un remarquable exemple de ce genre de cratères est celui qui est né en 1883 après l'explosion de Krakatoa, île du détroit de la Sonde. L'activité des volcans s'est manifestée le 20 mai, des foyers secondaires s'ouvrirent ensuite et le 27 août eut lieu l'explosion : une barre de ponce flottante, longue de 30 kilomètres, épaisse de 3 à 4 mètres, large de 1 500 mètres, obstrua l'entrée de la baie de Lompong, pendant que les pluies de cendres couvraient la province de Bantam; l'effondrement fit naître un *ras de marée* qui pénétra de 3 kilomètres dans les terres; les côtes de Java et de Sumatra furent ravagées ; le nombre de victimes fut voisin de quarante mille. Avant l'explosion, la superficie de l'îlot était de 33 kilomètres carrés et le cône mesurait 822 mètres d'altitude, après l'explosion un gouffre de 200 à 300 mètres de profondeur s'est creusé, que domine, à 800 mètres, un reste de la montagne effondrée.

Il arrive souvent que les cratères d'explosion soient plus tard remplis par des eaux douces et deviennent des lacs. Dans l'Eifel, on donne à ces gouffres lacustres le nom de *maare ;* un certain nombre d'entre eux n'ont pas été produits par des explosions récentes. En Auvergne, le lac Pavin et le *Gour* de Tazenat peuvent être classés dans ces cratères lacustres.

Théorie du soulèvement. — L'observation qui a donné naissance à la théorie est celle de la présence d'une sorte de rempart semi-circulaire entourant beaucoup de cratères actifs et circonscrivant lui-même une cavité beaucoup plus

vaste que le cratère actuel et d'un diamètre considérablement supérieur. Le type de ces remparts est la Somma, épaulement semi-circulaire qui fait, au Vésuve, une ceinture dans l'Est et le Nord. Les parois de ces remparts sont constituées par des bancs de lave alternant avec des couches de scories; aussi les géologues, n'attribuant pas aux forces actuellement en action une puissance capable de construire de pareilles cavités, les expliquaient-ils par la théorie suivante :

Les montagnes en demi-cercle, telles que la Somma, résultent d'un soulèvement du terrain, opéré sous l'effort d'une poussée verticale s'exerçant sur un seul point. Ainsi s'est formé un dôme, qui lui-même s'est ensuite affaissé en donnant tout un système de fentes convergeant au-dessus du centre de poussée, point où leur réunion forme un cratère. Celui-ci, à son tour, a donné naissance, par les projections de ses débris, à un cône uniquement formé de débris, qui est le volcan proprement dit.

Nous laisserons de côté les observations de Humboldt sur les volcans américains, observations qui parurent décisives; nous nous limiterons au seul exemple de la Somma et du Vésuve.

Le cône actif de ce volcan est séparé de la Somma par un ravin continu, l'*Atrio del Cavallo*, qui permet une étude minutieuse de la structure de la montagne.

Les partisans de la théorie du cratère de soulèvement observaient que, tandis que le cône actif est exclusivement formé de débris, la Somma est un ensemble de couches alternatives de scories et de laves inclinées vers l'extérieur. A l'époque où la théorie se développa, on admettait que des pentes très faibles seules convenaient à des coulées régulières de laves. Or, l'inclinaison des couches est voisine de 25°, et la texture des laves est assez compacte pour qu'il fût impossible aux géologues d'admettre qu'elles se trouvassent dans leur position primitive; aussi furent-ils tout naturellement conduits à admettre un relèvement des couches au-

tour de l'axe vertical de la cheminée. En outre, ils remarquaient, du côté de l'Atrio del Cavallo, un grand nombre de filons verticaux d'une lave analogue à celle des couches, et ils en concluaient que ces coulées verticales remplissaient des fentes issues de l'orifice de la cheminée. Enfin, la découverte de coquilles marines dans les terrains constitutifs de la Somma justifiait et renforçait l'hypothèse du soulèvement d'un tuf marin.

C'est aux observations très précises de Lyell qu'on doit la réfutation de la théorie, au moins en ce qui concerne le Vésuve. Le géologue anglais vit que les couches de laves sont moins fréquentes dans la Somma que ne l'avaient cru les précédents observateurs. Ceux-ci confondaient des tufs compacts avec des laves, précisément à cause de leur compacité. Les laves elles-mêmes semblent localisées dans la partie de la Somma la plus voisine de l'Atrio ; et rien ne démontre que celles qui se montrent sur une section horizontale soient des coulées bien nettes. Elles sont, en effet, enchevêtrées avec des filons verticaux, ce qui permet d'admettre qu'elles ne sont que des filons horizontaux introduits, par suite de la pression d'une masse liquide remplissant un cratère, entre deux couches de scories.

Lyell constata aussi l'absence de fentes sur le versant extérieur de la Somma. Les ravins qui le sillonnent ne sont jamais occupés par des filons de laves, et la plupart n'arrivent pas jusqu'au sommet.

Enfin, les tufs à coquilles, considérés comme marins, renferment des empreintes de feuilles de Fougères, de Chênes, etc., et les blocs qui renferment des coquilles sont des fragments rejetés.

Quant au grand diamètre de la cavité cratériforme limitée par la Somma, Lyell fit remarquer qu'il n'a rien d'excessif, si l'on veut bien admettre que cette montagne est le cratère ébréché d'un cône, produit à une période d'activité plus intense que la période actuelle. Les volcans du Pacifique, ceux de Java et des îles de la Sonde font preuve d'une énergie

plus intense que celle qui serait nécessaire pour construire la Somma.

Il n'est donc pas nécessaire d'invoquer un soulèvement vertical pour expliquer la présence de remparts semi-circulaires autour des volcans. Ce sont les restes d'anciens cônes de débris, aujourd'hui ébréchés, et provenant d'éruptions exceptionnellement violentes, probablement antérieures à l'époque actuelle. En particulier, pour le Vésuve, le sommet du grand cône se sera effondré lors de la grande éruption de 79, qui coûta la vie à Pline l'Ancien, ensevelit Pompéi et Herculanum et construisit le cône que nous connaissons aujourd'hui.

L'étude magistrale de Lyell sur le Vésuve, poursuivie sur l'Etna, les études de M. Fouqué sur Santorin, de M. Junghuhn sur les volcans des îles de la Sonde, ont achevé de détruire la théorie des cratères de soulèvement. A l'opinion de Léopold de Buch, de Humboldt, d'Élie de Beaumont, affirmant qu'un volcan naît, par un seul effort, du sein de la terre, l'observation, méthodiquement conduite dans toutes les régions volcaniques du globe, répond par une impossibilité complète.

Cependant les observations de M. K. Gilbert tendent à prouver qu'il existe, en certains points du territoire des États-Unis, des intumescences volcaniques.

Ainsi, dans les monts Henry de l'État de l'Utah, le géologue américain a constaté l'existence de masses de roches éruptives (Trachyte) formant des dômes au milieu des assises sédimentaires.

Par exemple, le mont Ellsworth se présente sous l'apparence d'un dôme ovoïde, s'élevant au milieu des terrains avoisinants comme une gigantesque taupinière. Les strates sont horizontales au sommet, inclinées jusqu'à 45° sur les flancs et de nouveau horizontales à la base. La masse centrale de Trachyte ne se voit nulle part, mais de nombreux filons de cette roche sont visibles.

Au mont Hiller, les strates formant le revêtement supé-

rieur du dôme ont disparu et le noyau interne de Trachyte apparaît entouré de strates sédimentaires courbées.

C'est à ces inclusions de roches éruptives soulevant en dômes les couches sédimentaires que M. K. Gilbert a donné le nom de *Laccolithes*.

M. J. Dana propose, pour expliquer leur formation, de tenir compte de la solidification du trachyte dans les fissures du terrain où la pression interne l'injectait. Cette solidification, amenant la fermeture des fentes, oblige l'énergie de la lave à se dépenser en un effort de soulèvement.

On peut remarquer que les flancs des laccolithes ne portent pas de crevasses étoilées, et il semble bien qu'il s'agisse d'un soulèvement superficiel et non d'un effort interne. Ajoutons que, dans le voisinage des dômes, on n'a signalé ni traces de débris volcaniques ni indices d'explosions ; rien, enfin, qui puisse imposer l'opinion qu'on se trouve en présence d'appareils volcaniques brusquement et rapidement édifiés.

Causes du volcanisme. — Nous avons eu à signaler, à différentes reprises, que les observations faites sur l'activité interne conduisent directement à l'hypothèse d'une masse ignée contenue dans la profondeur du globe.

Nous n'examinerons pas la question de savoir si une pareille masse est fluide jusqu'au centre de la terre ou si elle sépare l'écorce externe d'un noyau solide. Ce problème ne peut être résolu aujourd'hui par les moyens dont la géologie dispose. Nous admettons qu'à une profondeur inconnue, à l'écorce solide telle que nous la connaissons, succède une zone de matières dont la température est très élevée et qui sont pour la plupart à l'état pâteux.

Dès lors, on peut facilement comprendre que s'il existe dans la croûte solide des parties capables de se plisser ou de se rompre, il se formera des sillons internes, des fissures, dans lesquels la masse pâteuse montera d'autant plus aisément, que la rupture ou le plissement auront fait diminuer

la compression qui s'exerce sur elle. Cette décompression rend à la masse une partie de la fluidité qu'elle possède à de hautes températures ; en outre, au fur et à mesure de l'ascension, la décompression s'accentuant, la liquidité augmente et l'ascension devient plus aisée. Toutefois, cette poussée de la matière ignée ne se fera pas partout et elle sera surtout active aux points où des fissures seront restées béantes. Celles-ci seront surtout abondantes suivant les lignes de moindre résistance de l'écorce. Or, les volcans sont situés, nous l'avons remarqué, sur les grands plis, sur les grandes chaînes de montagnes du globe. C'est donc bien celles-ci qui sont les lignes de moindre résistance de l'écorce.

Une telle explication justifie le fait que les volcans sont placés sur le bord le plus élevé des plissements. En effet, la portion affaissée d'un pli doit comprimer la lave et non pas lui offrir une issue et c'est contre le bord élevé du plissement qu'elle tendra le mieux à monter, car c'est là que se manifesteront le plus efficacement les effets de la décompression.

Quant à la cause qui détermine les plissements de l'écorce, nous la trouverons dans ce fait que le noyau interne, perdant de sa chaleur et de sa masse, doit se contracter sans cesse, l'écorce finit donc par avoir trop d'ampleur et ne peut plus rester appliquée sans plis, sur son noyau igné. Par conséquent, la tendance au plissement se manifestera aussi bien dans les profondeurs des mers qu'à la surface des terres émergées.

Nous admettons ainsi que la cause essentielle du phénomène volcanique est l'ascension de la lave à travers les fentes de l'écorce. Il nous reste à tenter l'explication des principales particularités du volcanisme. Pourquoi, par exemple, le phénomène, au lieu de s'accomplir régulièrement et tranquillement, affecte-t-il ces allures excessives que nous avons décrites, ces séries de paroxysmes, ces abondants dégagements de gaz et ces explosions ?

Nous nous trouverons ici en face de plusieurs théories intéressantes.

Théorie de l'infiltration. — Une première, soutenue par M. Fouqué, attribue la succession des paroxysmes à la pénétration de l'eau de mer jusqu'au foyer incandescent. Elle admet que, par capillarité, l'eau de mer, venant en contact avec la masse fondue, se vaporise subitement et détermine par la forte pression qui en résulte l'ascension de la lave dans les volcans.

Or, les gaz des volcans sont ceux qui résultent de la vaporisation ou de la décomposition de l'eau de mer. Les chimistes ont démontré que la vapeur d'eau peut décomposer le chlorure de Sodium en Soude et acide chlorhydrique; en présence de la vapeur d'eau, le sulfate de Calcium et le chlorure de Sodium réagissent pour donner du sulfate de Sodium; dans les mêmes conditions, l'Hydrogène sulfuré se produit aux dépens du Soufre du sulfate (Fouqué).

On peut présenter à cette théorie de graves objections. Comment l'eau de mer arrive-t-elle jusqu'au noyau central à l'état liquide? Etant donné là température, elle ne doit parvenir qu'en vapeur, c'est-à-dire débarrassée des sels qu'elle tient dissous et les phénomènes chimiques signalés ne s'accompliront pas, et si c'est la pression de la vapeur qui détermine l'ascension de la lave, pourquoi l'émission de vapeur d'eau précède-t-elle l'épanchement des laves? Ne semble-t-il pas qu'elle devrait lui succéder (1)? Comment expliquer, aussi, ces abondants dégagements de gaz carbonique que nous avons signalés, si l'on songe à la petite quantité de ce gaz que l'eau de mer contient en dissolution? Enfin, les laves contiennent des gaz combustibles, et il semble qu'un milieu résultant de la dissociation de l'eau doit être surtout oxydant; or, la présence de ces gaz indique que le milieu d'où sort la lave est au contraire réducteur. Comment expliquer, dans cette théorie, que les volcans des îles Sand-

(1) Contejean, *Géologie et Paléontologie.*

wich, si voisins de la mer, ne présentent pas de paroxysmes explosifs et dégagent si peu de vapeur d'eau?

Ces objections sont justes, surtout pour les volcans comme le Vésuve et les volcans de Mauna-Loa et Kilauea, dressés au bord même de la mer, mais il faut ajouter que les grands volcans américains, le Cotopaxi, le Tolimo, le Popocatepelt, dans les laves desquels on a trouvé tous les gaz des fumerolles du Vésuve, sont situés à des distances de la côte qui, en ligne directe, varient de 200 à 250 kilomètres. En Afrique, Emin-Pacha a signalé des volcans actifs près du lac Albert à 1 200 kilomètres de la côte orientale. Les volcans thibétains, découverts par M. Bonvalot et dont les phases d'activité ne sont pas bien anciennes, sont à 1 500 kilomètres de l'océan Indien. Est-il admissible que l'eau de mer exécute par infiltrations des parcours de cette longueur, sans que les principes salins qu'elle renferme soit profondément modifiés?

Théorie du noyau fluide interne. — Peut-être trouve-t-on dans les hypothèses et dans les faits suivants la réponse à toutes ces objections, en rejetant l'hypothèse de l'infiltration marine.

A l'époque où la croûte terrestre, d'abord liquide, s'est consolidée, l'eau n'existait qu'à l'état de vapeur, et la pression étant considérable, la masse fluide pouvait renfermer de notables proportions de gaz dissous; la chimie nous apprend, en effet, que nombre de métaux en fusion absorbent les gaz (1). Parmi ces gaz, l'Hydrogène, qui possède des affinités bien connues pour les métaux, devait abonder. Il n'y a donc pas de raison, *a priori*, pour se refuser à admettre que des gaz aient été emprisonnés dans la masse fluide à la faveur d'une température exceptionnellement élevée et tendent à s'en échapper au fur et à mesure du refroidissement. La

(1) L'argent, entre autres, dissout l'oxygène et le laisse échapper par refroidissement. C'est un phénomène bien connu des essayeurs et qu'on nomme *le rochage*. Fournet a signalé, il y a longtemps déjà, l'analogie entre les phénomènes volcaniques et le départ de l'oxygène dans ce phénomène.

tension de ces gaz, s'exerçant sur une masse fluide assez peu liquide, peut alors déterminer des explosions, et comme leur distribution en profondeur et leur mode d'arrivée à la surface ne sont pas forcément identiques, l'allure si variée du phénomène volcanique serait expliquée. Lorsque la fluidité de la lave est très grande, il n'y a pas d'obstacle au dégagement des gaz, qui se fait comme un bouillonnement tranquille. Le fait a été observé dans certains cratères du Pacifique central, ceux des îles Sandwich, entre autres.

Théorie hydrothermale. — Pour M. A. Julien, il existerait, dans l'épaisseur de l'écorce, une circulation constante d'eaux d'infiltration, chargées de principes minéraux et surtout de chlorure de Sodium. A mesure qu'elles s'avancent en profondeur, les eaux s'échauffent et se chargent de vapeurs à haute tension. S'il arrive que la région où elles circulent soit en voie d'exhaussement, une diminution de pression en résulte et facilite l'expulsion des vapeurs au dehors. En même temps, les roches fondues par la chaleur sont entraînées avec les vapeurs, soit à l'état de laves acides si le phénomène s'accomplit à proximité de la surface, soit à l'état de laves basiques si le phénomène est plus profond. Dans les zones d'affaissement lent, l'accroissement de la pression est un obstacle à la sortie des gaz.

Nous avons établi précédemment que le phénomène thermal, partout localisé, est la suite du phénomène volcanique ; en outre, aucun fait ne justifie l'hypothèse d'une circulation d'eaux souterraines. Enfin, pour admettre la transformation des roches en laves, M. Julien est obligé de faire intervenir une action combinée de l'eau et de la chaleur, que rien ne justifie.

Théorie thermodynamique. — En Angleterre, sir Robert Mallet a proposé l'explication suivante.

Sans repousser l'hypothèse de la chaleur interne, l'auteur se refuse à en chercher la source dans une masse

(1) Voir A. de Lapparent, *Traité de géologie*.

fluide. Il admet que le globe se compose d'un noyau dont la constitution est de peu d'importance pour l'explication du phénomène. Ce noyau se refroidit et, par suite, se contracte; donc son enveloppe extérieure s'affaisse et diminue de diamètre. Mais l'écrasement qui résulte de cet affaissement détermine des frottements considérables entre les particules solides dont la température peut être élevée jusqu'à leur point de fusion. Les laves ne seraient donc que des parties de la croûte solide, liquéfiées et injectées dans les fissures produites par l'affaissement même. De la sorte, le volcanisme et l'accroissement progressif de la température des couches profondes ne dépendent qu'indirectement des restes de l'énergie calorifique primitive.

Cette théorie, ingénieusement appuyée sur des expériences au sujet desquelles nous n'insisterons pas, admet que l'écrasement de la surface ne peut avoir lieu qu'à de certains moments où les pressions dépassent certaines limites; elle n'explique pas la localisation du phénomène volcanique en des régions déterminées, et cependant l'augmentation de la température avec la profondeur étant un fait général, la source de chaleur qui en est cause ne peut être locale. Ne devrait-il pas résulter aussi des conceptions de sir R. Mallet que, les produits rejetés par un volcan étant empruntés aux strates sous-jacentes, les alignements volcaniques devraient devenir des lignes d'affaissement? Or, pas un fait de ce genre n'est signalé.

Enfin, la théorie thermodynamique n'explique aucun phénomène chimique; il lui faudrait expliquer comment des roches exclusivement siliceuses, comme des grès, peuvent former des laves parfois si riches en éléments basiques. La succession régulière des fumerolles dans le temps et dans l'espace reste aussi sans explications, car, d'après la théorie, le cratère devrait n'amener au jour que des masses minérales fondues.

En somme, nous avons, pour nous rallier à la théorie du noyau igné interne, les raisons suivantes : elle tient compte

de tous les phénomènes observés et en offre une explication rationnelle, elle conduit à l'hypothèse de la fluidité originelle du globe et, par là, se rattache aux théories de Laplace et de M. Faye. Les objections qu'on lui a opposées, jusqu'à présent, ne sont pas de nature à l'ébranler beaucoup. Cependant, on cite souvent les résultats du calcul mathématique basé sur la théorie actuelle de la chaleur, qui conclut à l'impossibilité de l'existence du noyau fluide (1). Il faut remarquer que ces calculs appliquent à une matière complexe le raisonnement mathématique qui ne peut s'appliquer qu'aux cas les plus simples. Les physiciens sont obligés d'admettre la solidité ou l'homogénéité parfaite de l'enveloppe et la fluidité absolue du noyau, hypothèses que rien ne peut justifier. Nous avons admis plus haut que le noyau interne est un mélange tout à fait hétérogène de métaux, de gaz et de vapeurs, sous une pression énorme.

En outre, les théoriciens, pour exprimer les propriétés physiques de la matière corticale du globe, introduisent dans les calculs des coefficients numériques fournis par des expériences de laboratoire et, étant donné que la proportionnalité en physique n'est en rien comparable à la proportionnalité géométrique, on peut presque à coup sûr affirmer que ces coefficients ne sont plus applicables quand on passe de masses comme les objets de laboratoire à une masse comme celle du globe.

En dernier lieu, on a cherché l'origine de la chaleur interne dans la pression des couches supérieures du globe sur les couches inférieures, jointe au frottement des eaux d'infiltration et aux transformations chimiques que ces eaux sont capables de produire.

Pour une profondeur de 1 000 mètres, les deux premières sources de chaleur seraient impuissantes à élever la température de plus de $\frac{1}{113}$ de degré de ce qu'elle est à la sur

(1) Voir Lippmann, *Leçons de thermodynamique*.

face (Pfaff). De plus, en admettant que tout l'Oxygène des eaux d'infiltration se combine dans les conditions les plus avantageuses, l'augmentation de température serait à peine de 1 degré.

En présence de ces résultats, nous sommes ramenés à l'hypothèse de la fluidité d'un noyau central, seule qui réponde à la grandeur des phénomènes thermiques de toute nature dont notre planète est le siège.

CHAPITRE II.

LES DISLOCATIONS DE L'ÉCORCE TERRESTRE.

§ 1er. Mouvements de l'écorce.

TREMBLEMENTS DE TERRE. — Les tremblements de terre ou *séismes* sont des ébranlements du sol produisant des effets dont l'intensité est très variable.

Formes diverses. — On distingue trois sortes d'effets mécaniques des tremblements de terre : secousses verticales, où le choc se produit de bas en haut ; secousses horizontales, avec choc latéral; mouvements ondulatoires, où le sol oscille comme une mer. Il y a quelquefois combinaison de ces mouvements : secousse au centre et mouvement ondulatoire sur les bords de la surface ébranlée.

Durée. — La durée d'un séisme est indépendante de sa forme. Elle peut être plus ou moins longue. Certaines secousses ne durent qu'une fraction de seconde, d'autres se succèdent rapidement et produisent des effets désastreux. Dans la vallée de la Viège, dans le Valais, une secousse se fit sentir le 1er juillet 1855 ; le contre-coup en fut ressenti dans toute la Suisse et, en France, jusqu'à Paris. A partir de ce moment, des secousses de plus en plus faibles se succédèrent pendant quatre mois ; mais le phénomène ne prit fin qu'en 1857. Le 11 avril 1885, le tremblement de terre de l'Andalousie dura plusieurs secondes et produisit des écroulements de maisons. Celui de Menton, en février 1886, a comporté trois séries de secousses, dont la plus longue a duré une minute et demie. Nous ne citerons pas d'autres exemples et renverrons, pour plus de détails, aux traités spéciaux (1).

(1) Fouqué, *les Tremblements de terre;* Fuchs, *les Volcans et les*

Effets des secousses. — Les secousses de tremblements de terre amènent souvent l'ouverture de crevasses du sol dont les unes se referment immédiatement après avoir englouti tout ce qui se trouvait à la surface, et dont les autres restent béantes. Quelquefois aussi, il se produit des effondrements ; ainsi, en 1819, dans le delta de l'Indus, un district de plusieurs milliers de kilomètres carrés s'enfonça en pleine mer ; à sa place se creusa un golfe ; le bord du district affaissé laissa seulement une terrasse de quelques kilomètres de long sur 3 mètres de hauteur (Suess). D'autres fois, les mouvements de bas en haut produisent des crevasses dont l'un des bords est plus élevé que l'autre, c'est ce qu'on nomme une *crevasse avec denivellation ;* on en a observé plusieurs dans la Sierra-Nevada de Californie (J.-C. Russell).

Phénomènes accessoires. — Les tremblements de terre sont accompagnés d'effets accessoires : bruits souterrains, dégagements de gaz et de vapeurs ; de phénomènes météorologiques : brouillards, orages, coups de vent, précédant ou suivant le phénomène. En outre, les secousses, déplaçant l'équilibre des masses souterraines, peuvent donner lieu à de véritables éruptions d'eau, de boues ou de sables (1). On a observé, en 1861, que chaque secousse de tremblement de terre ressentie en Europe était la cause de troubles dans l'eau des sources. Ainsi, lors d'un tremblement de terre violent qui agita la Suisse le 14 novembre 1861, les eaux du puits de Passy se montrèrent plus chargées de troubles qu'à l'ordinaire. La proportion s'éleva, pour 1 mètre cube, de 62 grammes à 147 (2). La plupart du temps, les séismes ont une action sur le débit ou la température des sources thermo-minérales. L'augmentation

Tremblements de terre. Consulter aussi E. Reclus, *les Continents;* Suess, *la Surface de la terre;* de Rossi, *Nouvelles études sur les tremblements de terre.*

(1) D'après M. Diller, une sortie de sable a été ainsi observée au Mexique, en 1887, et à Charleston, en 1886.

(2) E. Reclus, *Continents.*

de température peut être constante; le fait a été constaté pour la température et le débit des sources de Louèche (Valais), depuis le séisme de 1855 (1).

On ne peut rien affirmer de général sur l'étendue embrassée par un tremblement de terre. Tantôt les secousses sont purement locales, tantôt leurs effets se font sentir sur une superficie de plusieurs centaines de mille kilomètres carrés.

Modes de propagation. — Le mode de propagation des ébranlements n'est pas non plus partout le même. Il peut être central, longitudinal ou transversal.

1° *Propagation centrale.* — Un ébranlement central se propage dans toutes les directions à la fois autour d'un centre à partir duquel l'intensité des secousses va en diminuant. Il peut, en ce cas, exister plus d'un centre d'ébranlement.

2° *Propagation longitudinale.* — L'ébranlement longitudinal se propage suivant une direction unique en n'intéressant qu'une zone assez étroite de part et d'autre de la ligne de propagation.

3° *Propagation transversale.* — Dans le mode transversal, les secousses se font sentir simultanément le long d'une même direction rectiligne, qui est l'axe du mouvement.

Vitesse de propagation. — Quant à la vitesse de propagation, elle est extrêmement variable et dépend d'un grand nombre de facteurs, parmi lesquels la constitution lithologique des terrains et la disposition topographique sont de première importance. C'est ainsi qu'on a constaté que le tremblement de terre de la Ligurie, en 1887, a été particulièrement désastreux dans les formations meubles, et plus particulièrement au contact de ces formations avec des massifs solides. Il se produit probablement une résistance à l'ébranlement opposée par le massif solide, et le mouvement séismique se réfléchissant en partie accroît ses effets destructeurs.

(1) Fuchs, *Volcans et Tremblements de terre.*

Propagation dans l'eau. — Lorsque l'ébranlement séismique se propage à travers une grande masse d'eau, il se produit une vague de translation ou *raz de marée*, qui, sans élever sensiblement le niveau de la mer, produit sur le littoral des ravages qui anéantissent parfois des villes. Nous avons eu occasion de parler du raz de marée produit en 1883 par l'explosion de Krakatoa. Les effets des vagues de translation séismiques sont analogues. En 1868, le tremblement de terre d'Arica (côte du Pérou) détermina une onde de translation qui atteignit les côtes australiennes en deux jours et se fit sentir jusqu'au Japon. Elle se déplaçait avec une vitesse de 146 à 216 mètres à la seconde (1). Ces nombres sont inférieurs à ceux que l'on a donnés pour la propagation dans le sol. Il s'ensuit qu'il y a, dans le mode de propagation des secousses séismiques et des ondes sonores, une certaine analogie. On sait que ces dernières se propagent moins vite dans l'air que dans l'eau et, dans un milieu dense, plus rapidement que dans l'eau. Cette analogie suffit à expliquer que les secousses séismiques se transmettent à travers l'écorce suivant les lois ordinaires de l'ébranlement des corps solides.

Tous les points de l'écorce atteints simultanément par la secousse sont répartis sur une même surface, dite *surface d'onde séismique*, terme qui sera fréquemment employé dans ce chapitre.

Méthodes de mesure. — Pour observer rigoureusement les modes de propagation et la vitesse des propagations, on se sert d'instruments enregistreurs spéciaux, les *séismographes*. Ils sont composés essentiellement d'un pendule qui oscille devant un papier se déroulant d'un mouvement uniforme, et sur lequel un crayon trace une courbe qui représente l'allure du mouvement ondulatoire.

(1) Le maximum de vitesse est atteint dans l'eau la plus profonde. Lagrange a démontré que la vitesse d'ébranlement d'une onde transmise par l'eau est proportionnelle à la racine carrée de la profondeur du milieu ébranlé.

Epicentre. — La première détermination à faire, dans l'étude des séismes, est celle du point de départ de l'ébranlement, c'est-à-dire du point de la surface terrestre à partir duquel les secousses se propagent. Ce point s'appelle l'*épicentre*. On emploie, pour obtenir sa position, diverses méthodes basées sur les principes différents que nous allons énumérer.

Détermination de l'épicentre. — I. On peut se fonder sur l'intensité des secousses en admettant, ce qui semble évident, que l'intensité en est plus grande au voisinage de l'épicentre que partout ailleurs. Les effets mécaniques produits par l'ébranlement seront d'autant plus puissants qu'on se trouvera plus près du point cherché. Les zones d'ébranlements équivalents sont des surfaces limitées par les courbes *isoséistes*, qui seront plus ou moins concentriques autour de l'épicentre.

II. Au lieu de considérer l'intensité des secousses, on peut considérer leur direction. Les lignes de propagation doivent, en effet, converger vers le centre. Cette mesure est délicate, car la direction observée peut souvent être due à une déviation produite par un obstacle. En outre, bien que cette direction puisse être déterminée, elle ne précise pas le sens du mouvement.

III. Une troisième méthode, qui est théoriquement la meilleure, a pour but de relever les points qui ont été atteints simultanément par l'onde séismique. En effet, déterminer les points qui ont été ébranlés au même moment, cela revient à trouver l'intersection de l'onde séismique avec la surface terrestre. Les courbes obtenues doivent limiter la position de l'épicentre. La mise en pratique de ce principe n'est pas sans difficultés. Comme les ondes se propagent rapidement, il faut que leur arrivée soit notée avec soin, et il est indispensable que les horloges des divers postes d'observation soient absolument concordantes. On doit employer évidemment, pour cette méthode, les appareils enregistreurs les plus perfectionnés.

Résultats des recherches. — Un important résultat de ces recherches est que l'épicentre n'est pas forcément un point unique. De nombreuses observations montrent que les premières secousses d'un tremblement de terre peuvent être ressenties, au même instant, par un grand nombre de points dont l'ensemble forme la *surface épicentrale*. Il en résulte que le point de départ de l'ébranlement est une surface autour de laquelle les courbes isoséistes affectent des formes diverses.

Pour ne citer qu'un exemple, lors du tremblement de terre du 28 octobre 1891, au Japon, la surface épicentrale mesurait 11 500 kilomètres carrés, et la surface totale, qui a ressenti les effets de l'ébranlement, était de 153 900 kilomètres carrés (1).

Véritable centre d'un séisme. — Il n'y a pas de méthode rigoureuse pour déterminer la profondeur du véritable centre de l'ébranlement. Seulement, en tenant compte de la forme sphérique de la surface terrestre et de la rapidité avec laquelle se propagent les ondes à partir de la région épicentrale, tous les observateurs sont d'accord pour reconnaître que le centre de l'ébranlement est toujours à une faible profondeur au-dessous de la surface. Jamais les calculs n'ont conduit à le placer au-dessous de 60 kilomètres, et c'est, en général, un nombre qui oscille aux environs de 15 kilomètres.

Rapports des séismes et des lignes de relief. — Ce résultat est encore d'une très grande importance. Il faut y ajouter ce fait que les foyers séismiques sont toujours situés dans des régions bouleversées et que leur position les rapproche des lignes de dislocation déjà connues. De plus, lorsque l'on observe, dans une région donnée, une série de tremblements de terre, on remarque que les centres se déplacent

(1) Ces effets ont été terribles : on a compté trois villes détruites, cent mille personnes atteintes et sept mille tuées en l'espace d'une minute.

sur une ligne qui est soit une direction de plissement, soit une direction de rupture. Les directions de plissement coïncident alors avec celles des chaînes de montagnes, et le foyer se déplace parallèlement à celles-ci. Dans le cas où le foyer suit une ligne de rupture, les secousses séismiques traversent les chaînes de montagnes et, de longitudinales, deviennent transversales.

On observe encore que les séismes sont fréquents dans les contrées du globe où les montagnes ont acquis à une époque relativement récente leur dernier relief, comme la chaîne des Andes, en Amérique, et la chaîne des Apennins, en Europe.

Rapport des séismes avec la genèse des montagnes. — Il semble donc que la conclusion de ces faits, tirés de l'observation directe, soit que les tremblements de terre constituent l'un des phénomènes de la formation des montagnes ; c'est du moins l'opinion de MM. Heim, Suess et Dana. Sous l'action de pressions latérales dont le relief terrestre accuse suffisamment l'existence, la surface solide de la terre est soumise à des efforts de tension et de compression qui amènent des ruptures d'équilibre, plissements, cassures, qui déterminent des ébranlements capables de se propager à distance.

Cette explication rend compte de la proximité de la surface terrestre et du centre séismique; mais elle ne fait pas comprendre aussi nettement la présence du maximum d'intensité séismique au voisinage des montagnes récentes.

Il semble, cependant, que cette dernière observation ne soit pas d'une rigueur absolue. Ainsi, des montagnes anciennes, comme celles de la Bohême, sont encore le siège de tremblements de terre suivant parfois la direction de la chaîne pendant 2000 kilomètres, et pour M. Ordener, le plissement de l'Erzgebirge s'accentue encore aujourd'hui.

Actuellement, on considère comme *orogéniques* les tremblements de terre dont la surface épicentrale est allongée suivant une direction de fracture et où les isoséistes, sensi-

blement elliptiques, sont voisines les unes des autres d'un même côté de leur petit axe.

Rapport des séismes et du volcanisme. — Il est une autre catégorie de faits sur lesquels nous n'avons pas insisté jusqu'ici, c'est la liaison qui existe entre les phénomènes séismiques et les phénomènes volcaniques. Lorsque l'on détermine la vitesse de propagation de l'ébranlement produit par l'explosion d'une certaine quantité de matière détonante, on trouve des nombres qui se rapprochent sensiblement de ceux que donne la mesure de la propagation des ondes séismiques (1). Certains tremblements de terre ont pour point dé départ une tentative d'éruption avortée. On comprend facilement que si la lave s'élève dans une fissure fermée en haut, elle emploie l'énergie qu'elle possède en des explosions internes. Ce cas semble être celui du désastreux tremblement de terre d'Ischia (juillet 1884). Nous sommes donc conduits à admettre qu'une catégorie de séismes est en rapport avec l'activité volcanique; son origine réside dans l'effort des gaz et des vapeurs pour atteindre la surface, ce qui rend très bien compte des faibles profondeurs attribuées aux causes d'ébranlement d'un certain nombre de séismes.

Nous nous trouvons ainsi en présence de deux sortes de phénomènes, les séismes *volcaniques* et les séismes *orogéniques*. Nous devons ajouter, d'ailleurs, qu'il n'y a aucune distinction nette entre les deux ordres de phénomènes, puisque tout déplacement de l'écorce terrestre doit produire une fracture, et qu'une fracture doit devenir une ligne de l'activité volcanique. En outre, jamais, à la suite de séismes prolongés comme ceux de l'Andalousie (1884 à 1885), on n'a observé de modification dans l'altitude des chaînes de montagues. La forme de la zone épicentrale ne peut non plus donner d'indications sur l'origine volcanique ou orogénique d'un tremblement de terre, puisque, quelle qu'en soit la cause,

(1) Voir dans *la Revue scientifique* (28 janvier, 11 février 1888) le compte rendu des expériences de MM. Fouqué et Michel Lévy.

la forme de l'onde séismique est soumise à l'organisation générale des terrains qu'elle traverse. Ajoutons que pour M. Suess, et pour beaucoup de géologues, il faut faire une grande part aux tremblements de terre produits par le glissement d'une partie d'écorce le long d'une ligne de fractures. En tout cas, qu'ils viennent de la production ou de l'agrandissement d'une fissure de l'écorce, ou encore d'une explosion volcanique interne, les séismes n'ont pas de causes superficielles, et lorsqu'ils embrassent une vaste partie de territoire, c'est qu'un déplacement a été éprouvé par une masse considérable de l'écorce.

Microséismes. — L'emploi des instruments de mesure montre qu'outre les mouvements perceptibles à nos sens, l'écorce solide de notre planète est constamment agitée par des mouvements d'amplitude très petite, qui sont des séismes d'intensité très faible. Ces *microséismes* sont caractérisés par des vibrations de la terre accompagnées d'oscillation de la colonne barométrique.

En étudiant systématiquement ces mouvements, on a pu établir qu'au moins dans la région méditerranéenne, ils sont dus à des gaz et à des vapeurs emmagasinés dans la profondeur et tendant à s'échapper. Mais on a constaté aussi, notamment au Japon, que des vents violents, les mouvements de la marée, sont susceptibles de produire des vibrations du sol, capables d'impressionner les instruments de mesure microséismiques. En somme, on ne peut rien affirmer de précis à l'égard de ces tremblements de terre d'intensité si faible.

Variations des lignes de rivage. — Laissant désormais de côté la question des changements de niveau brusques et d'ailleurs toujours localisés qui peuvent résulter d'une série de paroxysmes éruptifs, nous devons rechercher la cause de mouvements d'une intensité moindre mais embrassant une plus grande étendue et capables de modifier les rapports de la terre et de la masse océanique vis-à-vis l'une de l'autre.

Il est certain que le littoral subit en de nombreux points

des déplacements; des plaines autrefois émergées sont aujourd'hui sous la mer et des rivages anciens se trouvent en dehors des atteintes de la marée.

En dehors de la région méditerranéenne, où des mouvements d'émersion et de submersion ont eu lieu, entre autres aux environs de Pouzzoles, sous l'influence de l'activité éruptive (1), on ne trouve, à une certaine distance du cercle polaire, aucune preuve en faveur d'oscillations lentes du sol. Tous les faits que nous pourrions enregistrer et que l'on trouve décrits dans les traités de géographie physique sont locaux et explicables soit par un changement dans la direction des courants marins, soit par la rupture d'un cordon littoral. D'ailleurs, dans les régions comme les côtes atlantiques, où l'érosion marine est intense, il se fait, à la longue, des modifications dans le régime marin, et les travaux maritimes montrent comme il faut peu de chose pour dévier un courant de sa direction première, pour modifier le sens de l'attaque d'une côte par les vagues; donc, qu'un écueil disparaisse, qu'un canal s'obstrue, qu'une brèche s'ouvre dans un cordon littoral et une modification profonde du rivage s'ensuivra, mais elle sera purement locale.

C'est à des faits de cet ordre qu'il faut rattacher la variation des lignes de rivage signalées par les géographes en Normandie, dans le Cotentin, en Bretagne, dans les Pays-Bas, etc.

En est-il de même pour les contrées boréales? On peut presque à coup sûr répondre par la négative.

(1) Chacun connaît les trois colonnes du temple du Sérapis, près de Pouzzoles, dont la base est aujourd'hui un peu inférieure au niveau de la mer. Sur 3 mètres de hauteur, jusqu'à 5m,30 au-dessus de la base, les colonnes sont perforées de trous de Pholades, Mollusques marins perforants. M. Suess a réuni des textes pour prouver que le temple s'est progressivement abaissé depuis l'ère romaine jusqu'au treizième siècle. Vers le milieu du seizième siècle, une éruption du Monte-Nuovo amena un brusque changement de niveau, et le rivage se releva de 5m,80. Depuis, il y a tendance à une nouvelle submersion.

Nous laisserons de côté les rivages de la mer Baltique parce que l'interprétation des faits observés est encore très incertaine et nous porterons notre attention sur les côtes de la Norvège (1).

Dans ce pays, sur le flanc des vallées littorales s'étagent des terrasses de dépôts de galets, dont quelques-unes contiennent des coquilles de Mollusques originaires des mers septentrionales. En outre, les falaises des fjords portent fréquemment des incisions rectilignes horizontales révélant que le niveau des eaux se tenait en ces points. A première vue, il semble qu'il y ait là la trace d'une émersion dont chaque temps d'arrêt aurait été marqué par la formation d'une terrasse d'alluvions. Le phénomène, en réalité, est beaucoup plus complexe.

Parmi les terrasses de cailloux, le plus petit nombre est d'origine marine, les autres ne contiennent aucune coquille et ne présentent aucune répartition des matériaux en ces zones de gros graviers et de graviers fins, que nous avons rencontrées, caractérisant l'action des vagues sur une plage. Elles sont incontestablement d'origine lacustre ou fluviale. Malgré cela, il n'en reste pas moins acquis qu'il existe aujourd'hui en Norvège des plages marines bien caractérisées, à un niveau supérieur quelquefois de 150 mètres à celui de la mer du Nord.

Les terrasses fluviales sont formées de couches horizontales très minces d'une argile bleue, surmontée de sable, de

(1) Dès 1730, Celsius avait conçu l'opinion que la Baltique s'abaisse de $1^m,11$ par an. Avec Linné, il établissait un repère à l'île Loeffgrund et trouva, en treize ans, une différence de 18 centimètres. Il est vrai que, plus tard, on trouva que la différence de niveau était de $0^m,91$ pour cent dix-neuf ans, ce qui prouve que le mouvement n'est pas uniforme. Depuis Celsius, on a cru reconnaître que les changements de niveau sont dus à un mouvement par suite duquel le golfe de Bothnie émergerait, tandis que la pointe de Scanie s'abaisserait. On pense aussi qu'il y a eu autrefois communication entre la mer du Nord et la Baltique. D'ailleurs, le Danemark semble émerger sur sa partie septentrionale au moins.

graviers et de cailloux quelquefois striés. Leur disposition est celle d'échelons successifs très réguliers, et qui n'existent que dans les fjords sans jamais se prolonger vers la côte. D'un fjord à l'autre, elles ne se correspondent pas, et elles existent à toutes les hauteurs jusqu'à 1 000 mètres.

Cette dernière remarque empêche de considérer les terrasses comme des lignes de rivage; d'autre part, leurs éléments présentent bien l'aspect d'un cailloutis glaciaire remanié par les eaux. M. Suess, se reportant à ce qui se passe au Groënland (1), pense qu'on peut en rattacher la production à celle d'anciens glaciers. Dans ce pays, certains glaciers ferment ou ouvrent les fjords suivant les variations de leur régime. Quand un fjord est barré, il se transforme en un lac sur les rives duquel les débris transportés par la glace s'accumulent en terrasses variables avec le niveau du lac. Il a dû se former quelque chose d'analogue en Norvège à l'époque où les glaciers pléistocènes (2) ont commencé à se retirer. Des lacs ont dû se former à plusieurs reprises, barrés à l'aval par le glacier et chaque terrasse correspond ainsi à un retrait progressif du glacier vers le Nord.

Jusqu'ici tout s'explique sans intervention des mouvements du sol.

Il n'en est pas de même si l'on étudie les terrasses à coquilles marines. On observe deux sortes de terrasses suivant les coquilles contenues (3).

La première, qui atteint 160 mètres d'altitude, renferme des coquilles de Mollusques arctiques et un Polype des grands fonds. Cette faune n'a pu se développer que dans les fjords libres de glace, car les Mollusques marins ne prospèrent pas au voisinage des glaciers dont la fusion leur amène une grande quantité d'eau douce nuisible.

L'altitude des dépôts de seconde sorte est de 75 mètres environ, ils ne contiennent plus les mêmes espèces de Mol-

(1) Suess, *la Surface de la terre.*
(2) Voir livre II, chap. IV.
(3) Suess, *ouvr. cit.*

lusques que les précédents. Ces dépôts se trouvent jusqu'au 70e degré de latitude.

Si l'on descend vers le Sud, on voit l'altitude des dépôts supérieurs s'abaisser et dans la Prusse orientale atteindre le niveau de la mer.

Il s'ensuit que, depuis le départ des glaces pléistocènes, le niveau de la mer s'est abaissé sur les côtes de Scandinavie et que l'amplitude de l'émersion est allée en diminuant vers le Sud pour devenir nulle sur les côtes de l'Allemagne du Nord.

L'émersion paraît avoir été générale dans les contrées circumpolaires. En Islande, au Groënland, en Ecosse, à la terre de Grinnel, on retrouve cette émersion des plages coquillières plus ou moins accusée, mais toujours nettement visible. Le même fait est signalé dans l'Amérique du Sud sur les côtes du Chili.

Quant à la nature des mouvements qui ont amené l'émersion des contrées boréales, nous n'avons à ce sujet aucune donnée précise, les quelques hypothèses que l'on a proposées se heurtent à de graves objections et il vaut mieux reconnaître que dans l'état actuel de la géologie aucune observation ne donne l'explication des phénomènes orogéniques. Nous verrons, en faisant l'histoire de la terre, qu'il s'est écoulé des temps de durée inappréciable, durant lesquels des séries de dépôts se sont effectuées sans que la surface terrestre ait été profondément troublée (1). L'époque actuelle peut être une de ces périodes de repos. Toutefois, il ne faudrait pas déduire de là que les mouvements orogéniques doivent s'opérer violemment. Il reste vraisemblable que les mouvements de l'écorce terrestre s'opèrent lentement, et comme nous ne possédons aucun indice sur l'origine de ces mouvements, il nous est permis de penser qu'il n'y a qu'une différence médiocre entre la violence des mouvements qui ont érigé nos chaînes de montagnes et celle des mouvements que nous voyons se produire.

(1) Voir livre II, chap. IV.

§ 2. Tectonique.

Composition du relief. — Bien que l'on ne puisse rien affirmer sur le mode dont s'effectuent les mouvements de l'écorce, c'est en étudiant systématiquement le relief terrestre qu'on parviendra à saisir les causes de sa surrection.

L'étude du relief entre, évidemment, pour une bonne part dans la géographie physique, ce n'est pas ici le lieu de l'entreprendre en détail, mais ce chapitre de la géographie est

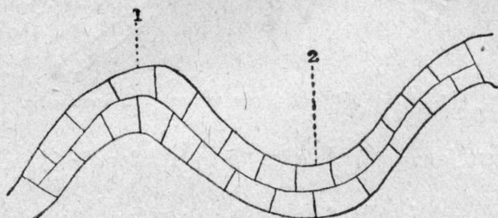


Fig. 17. — 1. Voûte anticlinale. — 2. Vallée synclinale.

lié à la géologie proprement dite par l'étude des dislocations qui rentre bien dans celle de l'énergie interne.

Cette partie de la géologie, à laquelle nous sommes amenés par les considérations qui terminent le paragraphe précédent, est assez peu avancée encore, on la connaît sous le nom de *Tectonique*, et c'est des éléments de cette science que nous allons nous occuper à présent.

Plis et cassures. — Les efforts de l'énergie interne sont représentés à nos yeux par deux sortes de manifestations : les *plis* et les *cassures*, entre lesquelles il n'y a pas, à proprement dire, de différence, un pli pouvant devenir une cassure chaque fois que les terrains soumis aux actions tectoniques n'ont pas assez de souplesse pour suivre tous les mouvements (1).

(1) Consulter Heim et Margerie, *les Dislocations de l'écorce terrestre.*

Les plis les plus simples ou *anticlinaux* (fig. 17) ont la forme d'une voûte des deux côtés de laquelle les strates s'inclinent vers le bas. Les voûtes sont quelquefois entières, d'autres fois rompues. Ce sont des voûtes rompues qui forment les combes du Jura (fig. 18).

Un pli est *synclinal* quand les strates plongent vers le

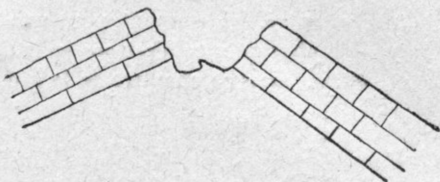


Fig. 18. — Voûte anticlinale rompue, formant combe.

même axe longitudinal; elles forment alors les flancs d'une vallée.

Un pli est *isoclinal* (fig. 19), lorsqu'un effort latéral l'a couché d'un côté ou d'un autre, de telle façon que les strates qui forment les versants de la voûte soient parallèles les unes aux autres. On donne le nom de pli *monoclinal* (fig. 20) à des couches inclinées, parallèles, obliques se raccordant avec des strates horizontales. Si la partie inclinée (i, i', fig. 20) n'est pas visible, pour une cause ou pour une autre, un pli monoclinal peut faire croire à l'existence d'une cassure.

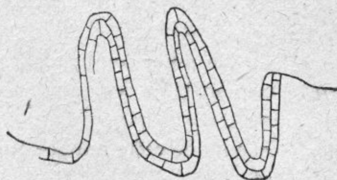


Fig. 19. — Plissements isoclinaux.

Failles. — Les cassures ou *lithoclases* sont tantôt simples, tantôt accompagnées de rejet, dans ce cas on les nomme des *failles* ou *paraclases;* lorsqu'il n'y a pas rejet, la cassure est une *diaclase*. Dans une faille, la partie soulevée forme un escarpement qui fait face à une certaine direction définissant le *regard* de la faille (fig. 21). Ainsi, dans le département de

l'Isère, les failles ont le regard tourné vers l'Ouest, on dit qu'elles ont le *regard français*.

Principe de direction. — En examinant sur une carte les plis et les cassures, on remarque un grand nombre de directions parallèles *trahissant un même effort*. Cette remarque

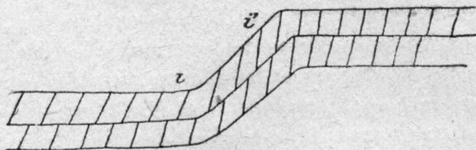


Fig. 20. — Plissement monoclinal

a conduit Werner et Léopold de Buch à poser le principe de direction, appliqué fréquemment par Élie de Beaumont, pour caractériser les divers accidents de la surface terrestre. Les fentes, les plis, les lignes de relief, obéissent à

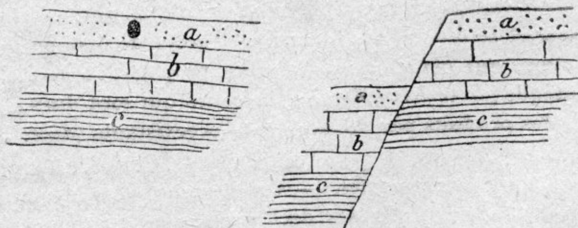


Fig. 21. — Schéma de la formation d'une faille

cette loi, ce qui a permis de les grouper en systèmes déterminés par leurs alignements.

Cependant, comme la plupart des lois d'observation, celle-ci comporte des exceptions. En effet, les accidents de la surface du globe dépendent bien de la direction selon laquelle l'effort tectonique s'est manifesté, mais aussi des conditions de résistance que les terrains pouvaient lui offrir. Pour une direction donnée, le défaut d'homogénéité des couches a

entraîné des changements de direction ; par conséquent, un même effort pourra souvent se traduire par des alignements divers ; la loi de Werner ne doit pas être appliquée avec une rigueur absolue.

Accidents. — Les principaux *accidents* du relief sont les accidents longitudinaux et à coupures transversales. Les accidents longitudinaux sont formés par des saillies allongées soumises au principe de direction ; elles produisent les chaînes des montagnes, et leur forme régulière est celle d'un pli anticlinal complet ou incomplet. Mais il existe des chaînes formées par un massif que bordent des failles longitudinales, soit à droite, soit à gauche, soit simultanément à droite et à gauche (massifs du Mont-Blanc et de Belledonne). Dans un même massif, les accidents longitudinaux sont généralement parallèles, il s'ensuit que les strates peuvent être suivies pendant un certain temps, tandis que l'on voit leur composition minéralogique changer si on les étudie transversalement.

Directions primaires et directions d'emprunt. — Dans un massif de montagnes il convient encore de distinguer les directions qui caractérisent la libre propagation de l'effort tectonique (*direction primaire*) de celles qui sont dues à des obstacles produits par des accidents préexistants (*directions d'emprunt*).

Coupures transversales. — On désigne sous le nom de *coupures transversales* des déchirures plus ou moins profondes qui arrêtent un massif montagneux par une paroi abrupte. L'exemple le plus simple en est offert par les *cluses* du Jura.

Dans les massifs montagneux, on découvre toutes sortes de variétés d'accidents du relief, et nous n'avons pas la prétention de les analyser ici complètement. Il faut toutefois signaler ceux qui amènent un ensemble de strates, parallèles ou non, au-dessus d'un ensemble d'assises sédimentaires plus récentes ; la surface de séparation de deux masses étant généralement plane et horizontale. Pour expliquer ces

apparences, on admet une fracture produisant une faille dont le bord élevé a été ensuite poussé horizontalement.

Quelquefois l'érosion ultérieure a détruit presque entièrement la masse sédimentaire supérieure et n'en a laissé que des paquets isolés figurant, en quelque sorte, des îlots anciens autour desquels la mer a déposé les sédiments plus récents. Il faut une étude très minutieuse pour établir qu'il n'en est pas ainsi et que les îlots ne sont que des lambeaux d'une masse de recouvrement. M. Marcel Bertrand a décrit des exemples de ces recouvrements au Beausset, en Provence. Des cas analogues ont été signalés dans les Alpes et dans presque toutes les grandes chaînes de montagnes. D'ailleurs, on observe dans toutes les régions disloquées des plis couchés à axe horizontal, souvent intercalés au milieu de couches plus anciennes, redressées elles-mêmes verticalement. M. Lory, qui a fait de la structure des Alpes une étude spéciale, explique ces apparences par des failles inclinées suivant lesquelles les couches auraient glissé, faisant subir une sorte de laminage aux couches plus récentes qui leur étaient tout d'abord superposées.

Sans insister davantage sur les accidents de la surface terrestre, nous aborderons immédiatement la théorie des accidents orogéniques.

Théorie orogénique. — La première hypothèse qui s'impose à l'examen d'une région montagneuse est celle d'une action souterraine chassant de bas en haut les couches profondes de l'écorce, qui, elles-mêmes, dans le mouvement, ont repoussé de côté et d'autre les strates supérieures. Cela est surtout frappant, lorsque, connaissant les traits principaux de l'histoire du globe, on reconnaît des strates anciennes surgissant au milieu de couches récentes, pour former les hauts sommets.

C'est cette observation qui a donné naissance à la *théorie des soulèvements* de Léopold de Buch, magistralement développée plus tard par Élie de Beaumont.

Ce dernier s'est appliqué à déterminer l'âge des dislocations, qui offre une importance de premier ordre en rendant compte des modifications que l'énergie interne a imposées à la surface terrestre, et aussi en fournissant les points de repère indispensables pour coordonner les faits dont l'ensemble résume l'histoire de la planète.

Dans la seconde partie de cet ouvrage, nous montrerons que les dates de l'histoire géologique ne sont que relatives. Nous verrons qu'on ignore absolument la durée des temps employés par l'écorce à acquérir l'aspect que nous lui connaissons, mais qu'on peut comparer les strates entre elles, au point de vue de l'ancienneté, et c'est à la détermination de *cet âge* que l'examen des chaînes de montagnes apporte des renseignements utiles.

On peut regarder comme certain qu'une ligne de faîte est plus jeune que les couches qu'elle a redressées et que celles qui sont venues s'appuyer sur ses pentes. De même, on reconnaît qu'une chaîne de montagnes est l'œuvre de plusieurs mouvements tectoniques lorsqu'une série de plis partiels mettent en contact des couches d'inclinaison différente. Les mêmes observations s'appliquent aux fentes : une fente est évidemment plus récente que les terrains qu'elle a disloqués.

On voit ainsi qu'il sera possible de déterminer l'âge d'une dislocation *locale*, mais il sera beaucoup plus difficile de déterminer l'époque de formation d'une grande chaîne.

En effet, une grande ligne de relief est toujours le résultat d'une série de mouvements partiels, mais rien ne prouve que ces mouvements se soient manifestés à des intervalles de temps rapprochés. Il est même probable que l'inverse s'est plus souvent accompli, et que les mouvements lents que nous avons signalés, d'après Lyell, au début de cet ouvrage ont été suivis de longs intervalles de repos. L'étude stratigraphique du globe nous prouvera la vraisemblance de cette hypothèse. Il en résulte que l'*âge* d'une dislocation est un terme assez vague, à moins de convenir, une fois pour toutes, qu'on en-

tendra par ce mot le moment où la ligne de relief a acquis son développement maximum.

Observons encore que, lorsqu'une ligne de relief surgit, elle modifie profondément la distribution des mers et des terres dans une région parfois très étendue. Pour déterminer l'âge des montagnes, il faudrait donc connaître l'exacte répartition des lignes de rivage, laquelle n'a encore été relevée que dans ses grandes lignes. Ainsi, l'histoire des dislocations de l'écorce devrait suivre celle de la formation des continents, c'est-à-dire être reportée aux derniers chapitres du livre. D'autre part, l'étude des traits distinctifs des régions disloquées est du ressort de la géographie physique, et la géologie ne peut que mettre en évidence les enseignements qui résultent de cette étude.

Compression latérale. — Or, le fait saillant qui en ressort, c'est que les efforts de plissement auxquels l'écorce a obéi sont des mouvements de refoulement. Quand les couches ont pu suivre ces mouvements, les plis dont nous avons parlé au début ont pris naissance, mais quand la limite de résistance des roches était atteinte, il se formait des fractures. Somme toute, les lignes de relief du globe se montrent comme résultant d'un effort exercé latéralement et relevant en bourrelet une partie de l'écorce, et nous considérerons dès maintenant comme un résultat d'observation que l'action tectonique revêt uniformément l'apparence d'une compression latérale.

L'origine de cette compression peut-elle être recherchée, comme le voulait la théorie des soulèvements de Léopold de Buch et d'Élie de Beaumont, dans l'ascension d'une roche éruptive vers la surface et repoussant dans son mouvement les assises qu'elle rencontrait ? Cela ne semble pas probable.

L'exposition de la théorie du volcanisme, faite précédemment, nous a conduit à ce résultat que la dislocation du globe est la cause d'une éruption, et n'en est pas l'effet ; et l'étude systématique des régions montagneuses prouve qu'il en a été de même dans le passé.

Une théorie toute différente propose d'attribuer l'état de compression des régions disloquées à leur chute entre des obstacles résistants. Ce fait s'est évidemment produit ; mais l'explication ne semble pas applicable à l'ensemble des lignes de relief, à la chaîne des Alpes, par exemple, dont l'altitude au-dessus des régions environnantes prouve qu'il y a eu exhaussement de toute une région. Par contre, on ne peut admettre la surélévation de toute une zone sans admettre, en même temps, la production de cassures. La conséquence de ce fait est que les diverses régions disloquées n'auront pas toutes, forcément, des mouvements de même sens : les unes s'affaisseront pendant que les autres s'élèveront.

Effondrements. — De plus, un soulèvement d'une certaine portion de la surface de la terre doit amener l'affaissement d'une autre portion. Cette conséquence des soulèvements est tellement importante que, pour MM. Suess et Neumayr, l'affaissement est l'unique origine du relief terrestre, le plissement n'étant qu'un facteur tout à fait secondaire et d'importance presque négligeable. De là une théorie nouvelle dite *théorie des effondrements*, qui a rallié un très grand nombre de partisans.

Pour ces géologues, pour M. Suess en particulier, les régions que nous considérons comme soulevées sont des régions restées fixes, immobiles, pendant que la surface terrestre s'écroulait autour d'eux. Il leur donne le nom de *Horst* et les compare à ces pieux autour desquels la glace d'un étang, en hiver, s'effondre en masses inclinées selon l'abaissement de la surface.

Ce qui est indiscutable, et ce que les partisans de la théorie des effondrements ont nettement mis en lumière dans leurs travaux, c'est la grande complexité des actions tectoniques, qui se sont partout fait sentir sur de grandes étendues et dans des directions très variables.

Le soulèvement alpin est un des plus puissants exemples de cette complication et, pour rendre plus clair cet exposé

sommaire de la théorie orogénique, nous empiéterons un peu, ici, sur le domaine de la géographie physique.

Les Alpes commencent aux Alpes maritimes, se continuent par les Alpes occidentales, le Jura, la Suisse, les Alpes orientales, les Carpathes, vont se souder aux Balkans et, par la Crimée, rejoignent le Caucase. D'un autre côté, par l'Apennin, que relient à l'Atlas et aux montagnes du Maroc des régions effondrées, et par la chaîne bétique reliée au Maroc, le soulèvement alpin circonscrit un vaste bassin d'effondrement, la Méditerranée occidentale, et, par la chaîne dinarique, le bassin hongrois (1).

Toutefois, il existe des régions stables, comme la Russie centrale, dans laquelle, depuis la Baltique jusqu'aux Carpathes, toutes les couches ont conservé leur horizontalité, sans traces de dislocations. La même observation s'applique à l'Afrique méridionale; à partir de la fin de l'*ère primaire* (2), les strates y sont horizontales, sans traces de plissement.

Nous verrons, par la suite, que l'Hindoustan peut être rattaché à l'Afrique, ainsi que l'Amérique du Sud. D'autre part, depuis la fin de l'ère primaire, les régions septentrionales, Iles Britanniques, Scandinavie, Finlande, Canada, ont présenté la même stabilité. Il résulte de là cette conséquence remarquable que l'ancien monde comprend deux régions stables, d'abord une grande bande australe indo-africo-brésilienne (*Lémurie* des zoologistes), ensuite une bande boréale comprenant l'Europe et l'Asie (*Eurasie*). Mais entre les deux, le sud de l'Europe, le nord de la Lémurie, c'est-à-dire la région méridionale de l'Europe et de l'Asie, la région septentrionale de l'Afrique (Maroc, Algérie, Asie Mineure, reliés tectoniquement à l'Europe) forment une zone de grands plissements. Cette zone s'étend, d'ailleurs, jusqu'à l'Himalaya et tourne vers le Midi son flanc le plus abrupt.

(1) Suess, *la Face de la terre.*
(2) Livre II, chap. I.

On voit que là l'effort orogénique a appliqué, contre des *Horst* comme le Plateau central, les Vosges, la Forêt Noire, la Bohême, le plateau russe, les grands plis des Alpes, des Carpathes et du Caucase. Il est probable que le centre de l'Asie présente des *Horst* semblables et encore mal connus, contre lesquels sont venus buter l'Himalaya, le Kouen-Lun, le Thian-Chan et l'Altaï. En outre, on peut relier à cette zone de plissements toute la région des Antilles, remarquable par l'alignement de ses grandes îles et de ses mers profondes. Là encore, la contrée disloquée est limitée au Sud par le plateau stable du Brésil et au Nord par l'Amérique septentrionale, région qui, comme nous le verrons plus tard, est devenue stable en même temps que le nord de l'Eurasie (1).

A ces faits d'observation viennent s'en ajouter d'autres, qui résultent de l'étude des massifs montagneux ; c'est que ceux-ci sont très anciens et que chaque mouvement orogénique a embrassé un espace de temps qui a permis la formation d'épaisses couches de l'écorce. Aussi aujourd'hui considère-t-on le phénomène de plissement comme résultant d'un effort continu, présentant à certaines époques des paroxysmes de courte durée relativement à celle des époques géologiques (Munier-Chalmas).

Nous avons montré que le phénomène volcanique n'avait aucune part dans les mouvements de l'écorce ; cependant ces deux ordres de phénomènes sont en relation l'un avec l'autre, l'examen de la distribution géographique des volcans le montre nettement. Ainsi, c'est sur l'arête des Andes tournée vers le Pacifique que sont localisés les hauts volcans américains. Les volcans italiens sont situés sur le bord d'une cassure marquant l'effondrement qui a creusé la Méditerranée occidentale. Par conséquent, les effondrements, contre-coup des soulèvements, font subir aux matières internes une poussée qui les détermine à chercher issue par les régions de fracture.

(1) Suess, *la Face de la Terre*.

Remarquons encore, et cette dernière observation a une importance de premier ordre, que les diverses couches qui composent l'écorce terrestre sont plus épaisses dans les massifs montagneux. Les Alpes occidentales montrent au géologue la même série continue d'assises que le bassin parisien, seulement les assises alpines sont incomparablement plus épaisses.

Cela s'explique si l'on admet qu'un effort tectonique se prépare longtemps à l'avance par la formation, en avant des massifs résistants, de grands plis synclinaux au milieu desquels s'accumulent les strates (1). Cette tendance au plissement décèle une moindre résistance de l'écorce, et quand la zone la plus faible est soumise à une compression puissante, elle s'élève en plis nombreux.

C'est ce fait que le savant américain Dana exprime en plaçant, au début de tout mouvement tectonique, une large zone concave, un pli *géosynclinal*, selon son expression, dans lequel s'accumulent les dépôts sédimentaires. Quant à la cause générale de la formation du géosynclinal, il faut la rapporter à une tendance primitive au ridement manifestée par les bassins sédimentaires. Lorsque le pli est formé, les agents atmosphériques attaquent sa crête qui émerge, bien entendu. Les matériaux d'érosion sont dispersés sur les bords de la dépression, qui s'approfondit. Puis, lorsque les actions qui ont déterminé le creusement du géosynclinal sont devenues assez puissantes, elles élèvent la crête à une certaine hauteur et en forment une chaîne de montagnes. Celle-ci subsistera tant que les agents de la dynamique externe n'en auront pas dispersé les éléments.

On voit donc que ce qu'il importe d'expliquer pour donner une théorie satisfaisante du mouvement orogénique, c'est la formation du géosynclinal primitif. L'explication en a été fournie par Élie de Beaumont (2).

(1) La formation de celle-ci sera expliquée plus loin (livre II, chap. I).

(2) *Notice sur les systèmes de montagnes*, 1852.

La Terre se refroidit lentement depuis son origine, et ce refroidissement amène une contraction et une diminution de son rayon. Cette diminution détermine un mouvement rapprochant la surface du centre, mouvement qui, peu à peu, prévaut sur toute la surface. Comme la croûte terrestre est extrêmement mince par rapport à son rayon, il est impossible d'admettre qu'elle puisse se soutenir sans points d'appui; c'était donc le fluide interne sur lequel elle restait appliquée qui la soutenait. Mais quand ce fluide, en se contractant, n'a plus eu le volume nécessaire pour soutenir partout la surface, celle-ci s'est bosselée, en s'écartant de la forme sphéroïdale primitive.

Ce changement de forme ne peut avoir lieu sans que certaines régions fussent comprimées et d'autres dilatées. La résistance propre de l'écorce peut contrebalancer pendant un certain temps les causes de rupture; mais, à mesure que la contraction augmente, les causes de rupture deviennent plus puissantes, et elle finirait par se produire si la tendance de la masse à revenir à sa forme sphérique n'avait « fait naître un système de forces croissantes, qui ont fini par réduire l'écorce de la planète à diminuer son ampleur incommode par la formation d'une sorte de rempli » (Élie de Beaumont).

Ainsi se trouve défini le rôle des affaissements généraux et des compressions latérales. Le rempli comprend une dépression et une saillie; la dépression est le géosynclinal, et la crête deviendra la chaîne de montagnes.

Plus tard, lorsque les exigences de la contraction ne seront plus satisfaites, une nouvelle dépression, un nouveau géosynclinal se produira au large de la région désormais consolidée, et sur le flanc du massif primitif les assises sédimentaires apparaîtront formant une chaîne plus jeune. Comme l'écorce, dans l'intervalle, s'est accrue, l'effort tectonique devra être plus énergique et la chaîne la plus jeune sera plus élevée que la plus ancienne.

Observons cependant que la hauteur actuelle d'une chaîne

ne peut servir pour apprécier la valeur de l'effort de soulèvement, car l'érosion attaque constamment les sommets et, plus un pli est ancien, plus son relief doit être diminué. Ainsi dans les Ardennes, qui sont plus anciennes que les Alpes, le profil général est beaucoup plus adouci, et certaines régions ont été si bien aplanies par l'érosion qu'on devine les montagnes, d'après les roches éruptives anciennes qui étaient venues se loger dans les plis.

Tel est probablement le plan général du phénomène tectonique. Il n'y a pas de raison pour que son œuvre ne se poursuive pas aujourd'hui encore. Plusieurs géologues sont d'avis que les tremblements de terre plus fréquents, comme nous l'avons vu, le long des chaînes de montagnes, sont des manifestations des phénomènes orogéniques ; il est légitime d'admettre que ces phénomènes se poursuivant constamment finissent par produire des mouvements appréciables.

LIVRE II

L'ÉVOLUTION DE LA TERRE.

CHAPITRE I.

LES TEMPS GÉOLOGIQUES.

Nous avons passé en revue, jusqu'ici, les actions diverses qui modifient constamment la surface de la terre; il nous reste à montrer comment, dans la suite des temps, ces mêmes actions se sont exercées, altérant profondément la distribution géographique des continents et des mers, produisant des changements de climat, amenant, sous les latitudes élevées, la température moyenne des basses latitudes actuelles, contribuant à l'évolution lente des faunes et des flores, aboutissant enfin à la répartition des océans et des terres, telle que la décrivent les géographes (1).

Cette étude, hérissée de difficultés, en est à ses débuts et l'on doit s'attendre à ne trouver, dans les pages qui vont suivre, qu'une description imparfaite des modifications du

(1) Le lecteur trouvera sans doute qu'il eût été plus logique de suivre pas à pas la formation de la couche solide du globe, puis d'expliquer, en second lieu, comment les agents de la dynamique externe modifiant la forme de cette couche, la conduisent lentement vers cet état d'équilibre stable dont nous avons parlé à plusieurs reprises. Malheureusement, l'état actuel des connaissances géologiques ne permet pas, ainsi que nous le montrons dans ce chapitre, de traiter avec une assez grande exactitude l'histoire complète de la terre, et nous avons suivi l'ordre généralement adopté dans les traités de géologie, nous réservant de jeter à la fin de l'ouvrage un coup d'œil d'ensemble sur l'évolution du globe.

globe depuis l'époque où les conditions extérieures ont permis à la vie de s'établir à sa surface. Avant d'entamer cette description, il convient, semble-t-il, d'exposer au lecteur les moyens que possède le géologue pour accomplir son œuvre de reconstitution.

§ 1er. Les documents.

Les documents que nous possédons au sujet de la géographie ancienne sont encore assez incomplets, et nous sommes dans l'impossibilité presque absolue de tracer une carte figurant même en gros les rivages des mers anciennes; cependant quelques détails ont pu être relevés avec une certaine précision, au moins en ce qui concerne l'hémisphère boréal ; on peut indiquer aussi la direction générale des soulèvements principaux qui ont déterminé la formation des continents ; l'époque de l'apparition des grandes chaînes de montagnes européennes a été déterminée avec une approximation qui fait prévoir que, dans l'avenir, le champ des études s'étant suffisamment étendu, on pourra dresser des cartes donnant la physionomie générale de notre planète, dans le cours des siècles, avec la rigueur scientifique désirable.

Pour ce qui concerne l'évolution de la vie, les documents sont beaucoup plus nombreux, parfois très précis, et les progrès de l'anatomie comparée animale et végétale aidant, les géologues peuvent reconstituer, dans leurs grands traits, les faunes et les flores aujourd'hui éteintes, et rechercher le lien qui les unit à nos flores et à nos faunes actuelles. En somme, si la *palæogéographie* est encore dans l'enfance, la *palæobotanique* et la *palæozoologie*, beaucoup plus avancées, peuvent contribuer largement à la reconstitution de la climatologie ancienne, et, dans une certaine mesure, à la distinction entre les terres émergées et les océans, puis, par analogie avec les espèces actuellement existantes, à l'évaluation de la profondeur des mers.

Avant d'entamer l'étude de l'évolution de la terre, il nous

faut exposer sommairement les méthodes suivies et, chemin faisant, indiquer l'application qu'on doit faire des données de la géodynamique à l'examen des phénomènes accomplis aux époques les plus éloignées de nous.

D'après l'hypothèse de Laplace, la terre a passé par une première phase dite *phase stellaire*, sur laquelle nous n'insisterons pas, mais où les matériaux qui constituent aujourd'hui son écorce solide ne se trouvaient qu'à l'état de vapeurs. On ne peut apprécier la durée de la phase stellaire (nous verrons et nous pouvons dire dès maintenant qu'on ne peut évaluer la durée d'aucune des diverses phases que nous distinguerons dans l'histoire du globe), mais il est certain que la température de la masse de vapeurs issues de la nébuleuse primordiale dut, par l'effet du rayonnement, s'abaisser rapidement, et qu'il se fit une première séparation des éléments. L'Hydrogène et l'Oxygène, composants de l'eau, s'unirent et enveloppèrent d'une atmosphère de vapeur le reste de la masse, qui prit elle-même l'état liquide.

Dans ce bain de matières fondues qui se refroidissait lentement et régulièrement, les diverses substances se disposèrent en couches de pesanteur spécifique différente, les plus légères à la surface, les plus lourdes dans les couches profondes. Or, les matériaux les plus légers qui entrent dans la constitution de l'écorce terrestre comptent aussi parmi les moins fusibles ; ce sont des métaux comme le Sodium, le Potassium, le Calcium, l'Aluminium, le Magnésium, et des métalloïdes comme le Silicium, qui tous ont une grande affinité chimique pour l'Oxygène. On peut donc penser que, formant la surface de la masse fondue, ils se combinèrent à l'Oxygène, puis entre eux et, se solidifiant par suite du refroidissement, ils se rassemblèrent comme une écume, une scorie, à la surface, mettant obstacle au rayonnement du reste du bain liquide.

Plus tard, cette mince écorce se plissa, se gondola, pour ainsi dire, et la vapeur d'eau, séparée de la matière en fusion, perdant toujours sa chaleur par rayonnement, se condensa

et s'accumula dans les dépressions. Dissolvant les matières solubles comme les chlorures, elle forma la première masse océanique, tandis que les points de l'écorce restés en saillie devenaient l'ébauche, informe encore, des terres futures ou plutôt les points d'appui devant étayer les continents de l'avenir.

Les faits viennent soutenir cette théorie. L'écorce terrestre présente à sa base, partout où l'on peut l'observer, une constitution à la fois *cristalline* et *stratiforme*.

Pour expliquer ces deux mots, reportons-nous à l'hypothèse d'une masse fondue se refroidissant progressivement. On sait que, dans ces conditions, les composés chimiques tendent à prendre l'état solide, sous une forme géométrique à laquelle on donne le nom de *cristal;* les composés chimiques, qui formaient la couche superficielle de la matière en fusion, ont dû prendre cette forme *cristalline;* d'autre part, les matériaux étaient séparés par ordre de densité croissante de la surface vers le centre; il est donc rationnel de penser qu'ils se sont solidifiés les uns au-dessous des autres, tels qu'ils étaient placés, et qu'ils ont formé ces couches régulièrement superposées qu'on nomme *strates* en géologie.

A la vérité, la régularité de disposition des éléments dans les couches de l'écorce regardées comme les plus anciennes n'est pas aussi absolue qu'on pourrait se l'imaginer d'après ce qui précède, mais on reconnaît aux roches nommées *Gneiss*, *Micaschistes*, etc., que l'on trouve partout à la base des terrains reconnus comme stratifiés, une structure feuilletée suffisamment nette pour qu'un grand nombre d'auteurs les considèrent comme le premier produit de la solidification du bain fondu primitif.

Nous devons toutefois mentionner ici cette opinion, soutenue également par un certain nombre de géologues, que les roches à la fois cristallines et stratiformes, *cristallophylliennes*, comme on les nomme, sont d'origine *métamorphique*, c'est-à-dire proviennent de la transformation subie

par des terrains stratifiés en présence de roches éruptives issues de l'intérieur sous l'action de l'énergie interne.

Chemin faisant, nous aurons à parler de théories qui ont été proposées contre la fluidité primitive de la planète. Nous avons déjà vu qu'elle satisfait suffisamment jusqu'ici à l'explication des phénomènes de la dynamique interne. Sans méconnaître la valeur des opinions opposées, nous admettrons sans conteste le mode de consolidation décrit précédemment, et nous essayerons de nous représenter l'action des premiers océans sur ces masses minérales, en nous reportant à notre étude sur l'action destructive des vagues de la mer.

Dépôts sédimentaires. — Nous avons vu, à ce sujet, que le jeu continuel des marées et surtout des vagues désagrège les roches dures et les transforme en matériaux plus ou moins fins : galets, graviers, sables. Les premiers tombent immédiatement et forment les talus des plages, tandis que les sables peuvent être tenus pendant un certain temps en suspension. A la longue, cependant, ils se déposent et forment sur le fond de la mer des couches qui, s'accumulant lentement, exhaussent peu à peu le sol et augmentent l'épaisseur de la croûte terrestre.

Ces dépôts, nommés dépôts *détritiques, clastiques* ou *sédimentaires*, s'effectuant sous l'influence de la pesanteur dans une eau tranquille, ont donné naissance aux couches ou strates horizontales que l'on peut observer chaque fois que des accidents de terrain ou des travaux d'art permettent l'observation. Si l'on se reporte à ce qui a été dit dans les premières parties de cet ouvrage, on comprendra qu'à une même époque les dépôts sédimentaires capables de se rassembler dans des zones soumises à des conditions extérieures très analogues sont d'une grande variété. Si l'on ajoute à cela cette observation, déjà faite dans les pages qui précèdent, que les faunes superficielles marines sont très diverses suivant les latitudes, on arrivera à cette conclusion de première importance : les différences lithologiques de

deux dépôts détritiques et celles des restes qu'ils renferment ne prouvent pas qu'il y ait une différence de date entre les époques de leur formation.

Certaines parties du fond d'un océan sont balayées par des courants, et il ne peut s'y déposer aucune assise, ou bien elles sont trop éloignées des côtes, et les dépôts détritiques n'y peuvent parvenir. On peut encore tirer de là une conclusion qui a aussi son importance, c'est que, de l'absence dans une série donnée, de certaines couches présentes dans une série, d'ailleurs identique, étudiée dans une autre région, on ne peut pas conclure immédiatement à l'émersion de la première région pendant la période considérée, ni à une érosion ultérieure intense. Bien des couches ne se sont pas formées parce que la mer était trop profonde, ou parce que des courants puissants la parcouraient. Nous pouvons même ajouter à ce propos que les sédiments littoraux actuels sont tous représentés dans les strates anciennes, tandis que nos dépôts des grands fonds n'ont pas leurs homologues dans la série sédimentaire. C'est pour cela qu'il est rationnel de regarder comme très anciens les fonds océaniques et de considérer que les continents se sont formés autour de centres primitifs par accroissements progressifs de la zone littorale, favorisée d'ailleurs par une émersion lente, grâce à laquelle l'action sédimentaire ne perdait rien de son activité sur les côtes. Du peu d'épaisseur des sédiments abyssaux, on doit, semble-t-il, tirer cette conclusion que la présence de strates épaisses est l'indice d'une mer peu profonde, étroite, et dont les rivages n'avaient pas une grande stabilité.

Le phénomène de la sédimentation n'est pas uniquement dû au jeu des vagues sur un rivage, l'action des eaux courantes, des eaux des fleuves et des eaux de ruissellement sur les surfaces continentales, amène continuellement aux rivages une masse de matériaux qui s'ajoute aux produits de l'érosion marine. D'après M. J. Murray, la surface occupée par les dépôts d'origine continentale dans le fond des océans actuels serait de 72 millions de kilomètres carrés.

Mieux renseignés à présent sur le mode de formation de l'écorce terrestre, nous pouvons aborder maintenant l'exposé de la méthode sur laquelle s'appuient les géologues pour déterminer l'*âge* d'ailleurs tout relatif des divers dépôts.

PRINCIPE DE SUPERPOSITION. — Il est évident que l'accroissement en épaisseur des assises sédimentaires n'a pu se faire que de bas en haut, d'où il suit que *le dépôt le plus profond est le plus ancien*. L'ordre de superposition des couches fournit donc, pour la détermination de leur âge, un critérium de première importance. On peut ajouter encore que la constitution lithologique des sédiments superposés ajoute encore un élément précieux à l'histoire d'une région.

En effet, si l'observation montre un sable fin, un poudingue, puis un calcaire, et enfin une argile, se succédant et se recouvrant directement, cela correspond évidemment à un changement notable dans le mode des actions géodynamiques, changement qui est encore plus accusé si les sédiments offrent à l'observateur des débris de végétaux ou d'animaux. En ce cas, il pourra, à la suite d'un examen minutieux, discerner s'il se trouve en présence d'un dépôt lacustre, lagunaire, côtier ou marin (v. p. 384 et suiv.). Ces différences, que l'on peut déjà prévoir d'après les détails qui ont été donnés précédemment au sujet des diverses actions de l'eau (v. p. 138 et suiv., p. 190 et suiv.), seront plus clairement comprises quand nous aborderons la question de la conservation des débris organisés. Pour l'instant, nous pouvons admettre que chaque assise sédimentaire est un véritable document historique racontant les péripéties principales d'une époque.

Mais il semble, dès lors, que tout dépende de l'interprétation du document et du plus ou moins de rigueur apportée par l'observateur dans l'application du principe de superposition. Il n'en est rien, et l'histoire géologique d'une région donnée du globe est forcément incomplète.

Discontinuité de la sédimentation. — En effet, la sédimentation n'est évidemment pas continue, puisque les dépôts sont séparés les uns des autres, c'est même à cette discontinuité qu'on doit de pouvoir distinguer les couches entre elles. On voit donc qu'il y a forcément des lacunes dans la série des strates. Quelle est leur valeur? C'est ce qu'il est tout à fait impossible de définir, car la plupart des sédiments que l'on peut observer aujourd'hui sont ceux que le progrès des continents a amenés au-dessus de la surface des mers. Tous, ou à peu près, appartiennent à une zone voisine du littoral et constamment rejetée vers la haute mer, au fur et à mesure de l'accroissement des terres émergées, accroissement qui ne peut être regardé comme s'étant accompli d'une façon régulière ; il a même dû être saccadé, et le dépôt a dû être forcément interrompu pendant des espaces de temps qu'il est impossible de déterminer.

Cette *discontinuité* de la sédimentation est encore plus accusée pour les régions qui, à diverses reprises, ont été alternativement immergées et émergées. Pour ces zones, la série stratifiée devra nécessairement offrir des lacunes correspondant aux émersions, sauf dans les quelques cas où un régime lacustre aura succédé au régime marin. Et même, dans cette hypothèse, il est impossible d'admettre un changement immédiat de régime, de sorte que, pendant l'interrègne, si court qu'il ait été, il est de toute probabilité que le jeu destructeur de l'érosion aura eu pour résultat de faire disparaître, sur une épaisseur indéterminée, des strates déposées précédemment.

La conclusion qui s'impose à la suite de ces considérations est qu'une série sédimentaire est nécessairement lacunaire, et que les documents que la stratification nous a laissés ne représentent qu'une partie de l'histoire de la région où elle s'est accomplie.

Il est possible aussi de reconstituer, partiellement au moins, les lacunes, car ces deux régions éloignées l'une de l'autre n'ayant pas eu forcément la même histoire, les lacunes

de l'une ne doivent pas, le plus souvent, coïncider avec celles de l'autre. Il serait donc logique d'espérer une reconstitution complète de la série sédimentaire par l'étude précise et minutieuse d'un grand nombre de séries verticales si la diversité des sédiments n'apportait à l'observation une difficulté presque insurmontable. Nous avons signalé plus haut ce fait important que la diversité des caractères et les dissemblances des restes organiques contenus ne pouvaient être invoquées contre le synchronisme de deux assises. C'est ce principe dont l'application vient apporter un obstacle de plus à la reconstitution complète de la suite des phénomènes sédimentaires. Chaque couche sédimentaire ne représente, en somme, qu'un épisode local. Si les rochers d'un littoral ne fournissent que des éléments arénacés, il se formera un dépôt de sable, mais à quelques lieues de là la vague attaque, par exemple, des éléments argileux, et il se forme un peu de vase. Les strates d'une même région ne retracent donc que l'histoire de cette région à un moment donné ; c'est ce que nous exprimons en disant que chaque couche ne représente qu'un épisode local.

MÉTHODE STRATIGRAPHIQUE. — Comme le but du géologue est de réunir en un même groupe tous les épisodes qui se sont accomplis en même temps, il faut trouver un lien entre eux.

Observons que les actions internes, qui ont interrompu l'action des agents extérieurs, ont eu leur retentissement sur la forme générale de la terre, c'est-à-dire qu'à un phénomène interne considérable correspond un bouleversement extérieur traduit par une variation géographique importante. Il suit de là que les époques où la forme des continents a subi de grands changements marquent les grands faits de l'histoire terrestre, et ces grands changements pourraient être définis si l'on parvenait à reconstituer le contour du littoral de la mer. On peut parvenir à ce résultat en poursuivant la continuité des assises qui présentent les mêmes

caractères minéralogiques sur une grande étendue. Ce premier point acquis, il faudra fixer le synchronisme des assises de diverses natures. Or, deux assises contemporaines peuvent être caractérisées comme telles, quand elles se font suite sur un même horizon; le passage de l'une à l'autre, étant progressif, doit être suivi pas à pas, et l'on établit ainsi l'identité de couches au premier abord dissemblables, et qui marquent des caractères distincts dans la sédimentation d'une même époque.

On a adopté le mot de *facies* pour désigner l'ensemble de ces caractères définis, d'ailleurs, par des conditions diverses. On trouve ainsi, pour une même époque, un *facies littoral*,

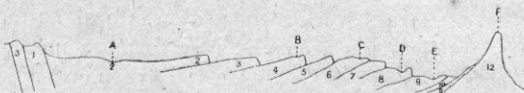


Fig. 22. — Bassin de Paris, exemple de stratification concordante.
A. Vallée de la Seine. — B. Vallée de la Marne. — C. Vallée de la Meuse. — D. Vallée de la Moselle. — E. Vallée de la Meurthe. — F. Vosges. — 1. Assises miocènes. — 2. Assises éocènes. — 3, 4, 5. Assises crétaciques. — 6, 7, 8. Assises jurassiques. — 9, 10, 11. Triasiques. — 12. Granite.

un *facies d'eau profonde*, un *facies corallien*, un *facies d'eau douce*, etc. Inversement, la méthode que nous exposons permettra de séparer l'une de l'autre deux assises ayant des caractères identiques, par exemple deux *facies* coralliens appartenant à des époques différentes.

Admettons maintenant que l'application de la méthode ait conduit à établir le synchronisme des assises et leur division en séries sur un territoire étendu, il faudra encore, pour compléter l'histoire de la terre, grouper les strates successives en divisions aussi homogènes que possible, correspondant à un certain espace de temps. C'est ici qu'interviennent les observations touchant la concordance et la discordance des couches sédimentaires.

Nous venons d'admettre que des mouvements internes, bouleversant le contour du littoral, ont séparé les époques

entre elles ; une conséquence de cette hypothèse est que chacun de ces bouleversements aura aussi détruit l'horizontalité originelle des fonds. Alors, tandis que les strates d'une même époque laissaient leurs surfaces de séparation parallèles ou, suivant l'expression consacrée, étaient *con-*

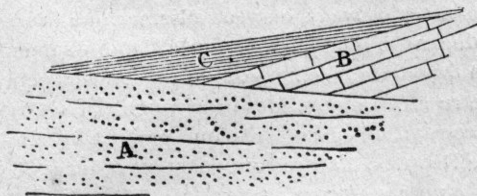


Fig. 23. — Stratification transgressive.
B et C. Couches reconnues comme se faisant suite. — A. Couche plus ancienne que B, sur laquelle repose C.

cordantes entre elles, les strates de deux époques nettement distinctes offriront des surfaces de division formant avec les plans de séparation de la série suivante un angle nettement accusé. On dit, en ce cas, que les strates des deux séries sont discordantes (fig. 22).



Fig. 24. — Couches entre lesquelles existe une lacune indiquée par les altérations de la surface de l'une d'elles C.

Une exception se présente : c'est le cas où des territoires, anciennement émergés et ayant conservé l'horizontalité de leurs strates, sont de nouveau soumis à l'action marine. La mer peut alors les recouvrir de sédiments, en apparence concordants avec les premiers, et en réalité séparés d'eux par une importante lacune. Des dépôts de cette nature sont dits *transgressifs*, et il n'est pas toujours aisé de les discerner (fig. 23).

Un bon critérium est fourni par l'état des surfaces. En effet, une roche durcit en général par exposition à l'air en même temps, elle s'use et s'altère d'une manière caractéristique (fig. 24).

Dans d'autres cas, la présence de certains débris organiques donne de sérieux indices d'une émersion. Ainsi, quand une roche dure a été amenée au niveau de la mer, certains Mollusques marins, comme les Pholades, ont pu l'occuper et y creuser des trous, que l'on retrouve aujourd'hui. Si l'on trouve dans une couche des troncs d'arbres en place, comme c'est le cas assez souvent, on peut affirmer que l'assise a été émergée durant le temps nécessaire à l'établissement d'une végétation forestière. L'émersion de certaines couches d'argile a pu être reconnue par des impressions laissées à sa surface. On connaît ainsi des grès qui portent les empreintes des pas de Reptiles, d'autres ont conservé la trace de gouttes de pluie, d'autres encore, assez fréquentes, ont gardé la trace du clapotement des vagues.

Comme on le voit, la *méthode stratigraphique*, c'est le nom donné à celle que nous venons d'exposer, fournit à l'observateur un certain nombre d'indications utiles ; malheureusement, elle ne suffit pas à la résolution de tous les problèmes posés en géologie. L'étude de la continuité des strates présente un grand nombre de difficultés, et à supposer même qu'elles eussent gardé leur horizontalité primitive, il est impossible, dans bien des cas, de les suivre dans tout leur développement. Mais presque partout, les couches ont été plissées, disloquées, renversées par les mouvements du sol, et ces accidents établissent une confusion que la méthode stratigraphique est impuissante à dissiper seule. Un exemple fera clairement comprendre cette insuffisance.

Certaines cassures de l'écorce terrestre sont accompagnées du rejet des couches (une telle cassure est ce que nous avons appelé une *faille*), et ce rejet peut mettre en contact immédiat des couches d'âge très différent, sans que l'aspect du sol fasse pressentir cette différence. Si les deux couches en contact ont la même composition lithologique, l'observateur ne se fiant qu'à la méthode stratigraphique sera forcément induit en erreur.

MÉTHODE PALÉONTOLOGIQUE. — Sans qu'il soit nécessaire de multiplier les exemples, nous constaterons l'impossibilité presque absolue de suivre entièrement le développement des strates, et nous reprendrons la solution du problème que se pose la géologie : comment reconnaître qu'une couche étudiée dans une contrée donnée du globe est contemporaine ou non d'un dépôt effectué dans une autre région ?

On lève la difficulté en adjoignant à la méthode stratigraphique la méthode paléontologique, et en contrôlant, autant que faire se peut, les résultats fournis par la première, au moyen des indications données par la seconde ou inversement.

La *Paléontologie* est une science créée par Cuvier au commencement du dix-neuvième siècle, et qui se propose d'étudier les animaux et les végétaux qui ont vécu sur la terre aux époques qui ont précédé l'époque actuelle; mais avant d'étudier la répartition des organismes dans les temps passés suivant les conditions extérieures, une question se pose : comment des organismes ou des restes d'organismes ont-ils pu être conservés ?

Fossiles. — D'après son étymologie, le mot *fossile* convient à tout ce qui est enfermé dans le sein de la terre, mais l'usage a prévalu de le réserver aux restes organiques que l'on trouve dans les couches sédimentaires, parfois si abondamment, qu'ils forment à eux seuls de véritables couches. On donne le nom de *fossilisation* à l'ensemble des phénomènes qui ont concouru à la conservation des restes d'animaux ou de végétaux dans les couches géologiques. La première condition pour que ces restes aient été conservés est que les animaux, ou les plantes auxquels ils ont appartenu, aient été soustraits à l'action décomposante de l'air peu de temps après leur mort. Aussi peut-on considérer la plupart des fossiles comme les dernières traces d'êtres ayant vécu dans le voisinage immédiat du point où on les observe. Comme les parties dures s'usent, ou se brisent aisément, on reconnaîtra toujours facilement les restes qui auront subi

un transport. Les parties molles des corps n'ont été qu'exceptionnellement conservées. C'est le cas du Mammouth trouvé en Sibérie, enfoui sous des masses de glace qui l'avaient protégé contre toute altération. D'autre part, les parties dures : les os, les coquilles des animaux, la Cellulose des plantes, se désagrègent rapidement à l'air; c'est pourquoi nous avons pu poser en principe que les restes organisés ne sont parvenus jusqu'à nous qu'après avoir été soustraits presque immédiatement à l'action de l'air; c'est pourquoi aussi les restes d'animaux marins ou aquatiques sont beaucoup plus fréquents que ceux des animaux et des végétaux terrestres.

Cependant, la condition d'être conservés sous les eaux n'est pas suffisante. On sait aujourd'hui que la Cellulose, substance constituante des membranes végétales, est rapidement détruite dans l'eau par les Bactéries, et, par conséquent, que les débris végétaux doivent disparaître, à la longue, sans laisser de traces. D'un autre côté, les parties dures du corps des animaux, formées généralement de sels de Calcium, sont détruites lentement par les eaux marines ou douces. Il faut donc que les débris tombés au fond d'un lac, d'un estuaire ou d'un océan, soient recouverts par les sédiments au bout d'un temps très court. Même en ce cas, on ne peut pas affirmer qu'ils seront indéfiniment préservés de la destruction, car si les sédiments sont émergés, ils se trouvent encore exposés à l'action des eaux de ruissellement dont l'action dissolvante est rapide. Enfin, aux premiers temps de l'histoire de la terre, certains phénomènes thermiques et chimiques ont dû altérer les sédiments, à tel point que toute trace d'être vivant a dû disparaître (1).

Comme nous l'avons dit plus haut, les parties du corps qui ont laissé des traces sont les parties dures, et il faut distinguer ici deux cas. D'abord la matière dure était une sub-

(1) Félix Bernard, *Éléments de paléontologie.* Paris, J.-B. Baillière et fils, éditeurs, 1893.

stance organique, comme la Chitine (carapace des Écrevisses, parties dures du corps des Insectes) ou la Conchyoline (substance qui entre dans la composition de la coquille d'un grand nombre de bivalves). Ces substances résistent assez longtemps et peuvent, avant leur disparition, laisser une empreinte en creux ou bien se transformer, par une action chimique lente, en dépôts charbonneux qui reproduisent exactement la forme du corps. A ce groupe de fossiles appartiennent des Insectes, des Araignées, des Crustacés, que l'on retrouve en abondance dans certains sédiments d'origine lacustre comme ceux d'Œningen (duché de Bade), d'Aix et de Florissant (Colorado).

En second lieu, les os des animaux vertébrés, les coquilles des mollusques bivalves (Huîtres, Moules), qui sont formés d'une substance organique (Osséine pour les os, Conchyoline pour les coquilles) mélangée à une substance minérale (carbonate ou phosphate de Calcium), subissent un mode de fossilisation différent. La matière organique est rapidement détruite, et les débris restent poreux et friables. Mais, plus souvent, des eaux chargées de matières dissoutes, s'infiltrant dans les interstices ainsi produits et y déposant les substances qu'elles contiennent en dissolution, rendent homogène le débris animal.

Il arrive fréquemment que, pendant le dépôt du sédiment, la matière qui doit former celui-ci s'insinue entre les parties dures et les parties molles du corps. Souvent, l'espace contenu dans une coquille est rempli d'une substance identique à celle qui constitue la couche sédimentaire; la coquille elle-même, s'il s'agit d'un Mollusque, peut être conservée. Mais souvent aussi elle disparaît, dissoute par des eaux riches en gaz carbonique. En ce cas, ce que l'on retrouve du fossile est un moule interne dont l'examen sera quelquefois suffisant pour donner une idée de la coquille même. Un fossile laisse aussi une empreinte naturelle sur la roche qui le contient, et cette empreinte est un moule externe. Lorsqu'on possède simultanément le moule externe et le moule in-

terne, on peut, en coulant du plâtre dans l'intervalle, puis en attaquant avec précaution la roche par un acide, reproduire le fossile même. Dans la nature, on trouve assez souvent de pareils moulages, quand les eaux chargées de matières minérales ont laissé déposer ces matières à la place de la coquille dissoute.

Dans les dépôts imperméables, l'action de l'eau et de la chaleur produit ces curieux phénomènes chimiques dits *phénomènes de concentration moléculaire*, dans lesquels les corps organiques en voie de décomposition sont des centres d'attraction. La concentration du bisulfure de Fer ou Pyrite sur la surface ou dans l'intérieur des coquilles, ou bien encore dans les fibres végétales est, parmi ces phénomènes, l'un des plus fréquents. Le bisulfure de Fer incruste aussi souvent des écailles de poissons. On ne sait pas exactement comment a pu se produire ce dépôt de Pyrite, mais on admet généralement que la décomposition de la matière organique a joué un rôle important dans cette action chimique. D'autres fois, quand la roche imperméable est une argile riche en calcaire, celui-ci s'isole de la roche environnante, en se rassemblant autour des corps organisés ; aussi ces concrétions renferment-elles toujours un fossile bien développé. Le carbonate ferreux s'isole aussi souvent, en nodules aplatis, au milieu des couches de houille, et en brisant un nodule, on trouve soit une feuille, soit un fragment de squelette.

A côté de ces modes généraux de la fossilisation, il en existe d'autres que l'on peut qualifier d'exceptionnels.

Lorsque des eaux chargées de matières calcaires se déposent sur les tiges des végétaux, il se forme une roche appelée *travertin* par les minéralogistes. Quand la matière organique végétale a disparu, il reste, dans la roche devenue compacte, le moule extérieur de l'organe, et en coulant du plâtre dans ce moule, on obtient des détails d'une extrême finesse. C'est ainsi qu'en coulant du plâtre dans les cavités du travertin de Sézanne, on a reconstitué des feuilles de

Fougère, de Laurier, de Palmier, de Vigne, le corps d'Insectes et de Crustacés (Munier-Chalmas).

D'autres fois, les organismes entiers, avec les parties molles, ont laissé des empreintes qui ont permis de se faire une idée de certains êtres aujourd'hui disparus. Dans les célèbres schistes lithographiques de Solenhofen, on a trouvé des empreintes de Méduses et de Mollusques sans coquille comparables à nos pieuvres actuelles; les mêmes animaux ont été retrouvés dans la pierre lithographique de Cerin (Ain) et dans quelques roches analogues en Angleterre.

La conservation des animaux est encore complète dans l'Ambre.

Cette matière est une résine fossile qui forme des amas importants sur les rives de la mer Baltique où on l'exploite depuis la plus haute antiquité. Or, il arrive fréquemment, c'est un fait bien connu des entomologistes, que des animaux légers, Araignées, Insectes, s'engluent dans la résine, qui les revêt peu à peu d'un enduit protecteur les soustrayant aux modifications les plus profondes. L'Ambre des provinces baltiques nous a conservé de la sorte des Papillons, des Mouches, des Araignées, des Scolopendres, etc.

Un cas exceptionnel est encore offert par les phosphorites du Querci. Dans cette région, le corps tout entier de grands animaux a laissé dans l'argile une empreinte, et le vide produit par la décomposition de la matière organique a été ultérieurement rempli par du phosphate de Calcium. Souvent on a retrouvé des squelettes entiers ainsi reconstitués (Filhol). Les dépôts de phosphate (Phosphorites) occupent des fentes terminées en pointe vers la profondeur, évasées à la surface, larges de 3 à 35 mètres, sur une longueur d'environ 100 mètres. La substitution du phosphate à la matière organique a dû être rapide et s'opérer à température peu élevée, car des tissus mous en ont été imprégnés (Filhol). En outre, l'enfouissement de ces animaux dans les fentes semble avoir été immédiat. Sans doute, ils étaient asphyxiés par des émanations de vapeurs toxiques se dégageant des sources

où ils venaient se désaltérer. Ce qui confirme cette hypothèse, c'est que les os des animaux herbivores ne portent jamais la trace d'incisions de dents des animaux carnivores dont les ossements se trouvent avec les leurs.

La fossilisation des végétaux ne se fait pas toujours comme celle des animaux, ce qui est aisé à comprendre, puisque la nature des tissus est différente.

Les cellules végétales sont limitées par des membranes formées d'une substance particulière, non azotée, la Cellulose, incrustée de matières diverses ou même parfois complètement transformée. Très rarement, elle s'incruste de substance minérale, comme la Silice ou le Calcaire. Tombés à terre, les tissus végétaux s'altèrent rapidement et se détruisent sans laisser de traces.

Néanmoins, si des feuilles, par exemple, tombent sur une terre molle, elles laissent une empreinte, et lorsqu'un nouvel apport de sédiments vient recouvrir cette empreinte, il se forme un moule en relief. Quand le débris végétal a subsisté durant le nouveau dépôt, une double empreinte est conservée, et dans les cas les plus favorables, la matière végétale est devenue noire et a conservé la structure des tissus.

Nous avons cité, à propos des moules des fossiles animaux, qu'un phénomène de remplissage a pu se produire. Il en est de même pour les fossiles végétaux. La matière est le plus souvent du carbonate de Calcium, du bisulfure de Fer ou du carbonate de Cuivre. Quelquefois, l'eau, tenant en dissolution des matières minérales, a imbibé les tissus et toutes les cavités des cellules ou des vaisseaux se sont remplies soit de Silice, soit de phosphate ou de carbonate de Calcium. Il n'est pas très rare de trouver des troncs d'arbres ainsi *pétrifiés*. Quand les végétaux étaient immergés dans des eaux chargées de matières minérales, les membranes de Cellulose étaient délicatement incrustées, et l'on peut, sur des coupes minces, en étudier les plus fins détails. Au contraire, si les plantes restaient longuement exposées à l'air, la ma-

tière organique se détruisait, et il ne reste du tissu qu'un moulage assez grossier.

Enfin, des végétaux ont été souvent conservés en masses considérables, sans qu'il y ait eu intervention de matière minérale. Tels sont le Lignite, la Tourbe et la Houille. Nous avons déjà parlé de la formation de la Tourbe; pour le Lignite, la constitution végétale est aisément reconnaissable sur une coupe mince observée au microscope par transparence. L'origine végétale de la Houille se révèle de plusieurs manières. Quelquefois, on a trouvé dans les couches de Houille des traces tellement reconnaissables d'une substance organisée, que l'on a pu dire si ce minéral était formé par des troncs, des écorces ou des feuilles (Fayol). Dans la plupart des cas, une réaction chimique permet de faire apparaître la structure végétale. On traite une petite quantité de Houille par un mélange d'acide nitrique et de chlorate de Potassium, qui transforme le minéral en acide humique, l'action d'une base transforme cet acide en humate alcalin soluble, et lorsqu'il est dissous, on possède de minces débris de membranes végétales. L'étude de celles-ci indique l'organe végétal qui a servi à former la Houille.

C'est ainsi que l'on peut regarder les charbons brillants, facilement clivables, comme formés de cellules corticales, de tissus ligneux et de débris de feuilles, associés à une matière amorphe. Les charbons mats sont riches en tissus foliaires, membranes épidermiques, spores, mélangés à des matières argileuses et siliceuses. Les Schistes à bitume montrent surtout des organes foliaires. La Houille à gaz d'Angleterre (Cannel-Coal) renferme surtout des touffes de filaments très ramifiés, qu'on attribue à des Algues. La Houille schisteuse, riche en huiles minérales (Bog-Head), renfermerait des Algues d'eau douce en abondance. L'Anthracite est formé de cellules et de fibres non déformées (Gümbel).

Dans le bassin houiller d'Alsace (aux environs de Sarrebrück), le combustible laisse discerner des écailles et des corps entiers de Poissons (Gümbel).

Dans les Lignites et dans la Houille, on trouve en abondance un charbon tendre laissant sa trace sur le papier (Fusain), qu'on considère comme de la matière ligneuse décomposée à l'air libre sous l'action alternative de l'humidité et de la sécheresse. Le Jayet ou Jais est formé presque exclusivement par des tissus ligneux dont les méats intercellulaires sont remplis de matière amorphe.

Quant au Graphite, qui est une variété molle de carbone, son origine est douteuse. Dans certains pays, en Bolivie, par exemple, il est comparable aux masses minérales qui ont rempli les fentes de l'écorce et forment des filons. Dans les régions bouleversées, il est possible qu'il dérive, par action métamorphique, de couches de Houille ou d'Anthracite préexistantes.

La paléontologie montre que les faunes et les flores qui ont peuplé les continents et les mers ont subi, depuis l'origine, des changements nombreux, et que les grandes phases de l'histoire de la terre sont caractérisées par des types animaux et végétaux particuliers. Inversement, l'examen des fossiles contenus dans une couche sédimentaire permettra de séparer les épisodes de cette histoire avec une précision que n'obtient pas la méthode stratigraphique.

L'anatomie comparée animale ou végétale est une science assez avancée aujourd'hui pour qu'un observateur expérimenté puisse, sur un simple débris, classer l'animal auquel il a appartenu. Cette reconnaissance est basée sur le principe de la corrélation des organes énoncé par Cuvier. Dans le *Discours sur les révolutions du globe*, l'illustre anatomiste s'exprimait ainsi : « Un être organisé forme un système dont toutes les parties concourent à la même action définitive. Aucune de ces parties ne peut changer sans que les autres changent aussi. De sorte que l'une d'elles, prise séparément, indique et donne toutes les autres. Si l'intestin d'un animal est organisé pour ne digérer que la chair, il faut que ses mâchoires soient construites pour dévorer une proie, ses griffes pour la saisir et la déchirer, ses dents pour

la couper et la diviser, ses organes de mouvement pour la poursuivre et l'atteindre, ses organes des sens pour l'apercevoir de loin. »

En d'autres termes, de la forme de la dent, on déduira celle de la mâchoire ; de celle-ci, la forme du crâne, le mode d'articulation de celui-ci et de la colonne vertébrale, et, réciproquement, la forme d'un os quelconque pourra, de proche en proche, donner celle du squelette. De là, on tire des hypothèses vraisemblables sur le mode d'existence de l'animal, et par suite sur le climat des contrées qu'il habitait et leur aspect général.

Bien que des découvertes plus récentes aient prouvé que le principe n'a pas un caractère de généralité absolue, Cuvier et après lui une multitude de paléontologistes en ont fait de magnifiques applications, et, par là, ont puissamment contribué aux progrès de l'histoire de la terre.

Tels sont les principes de la méthode paléontologique ; il nous faut, à présent, montrer dans quel sens on doit l'appliquer à l'étude des couches stratifiées.

Caractères paléontologiques des sédiments. — Nous avons admis que chaque assise sédimentaire ne représente qu'un épisode de l'histoire du globe. Chacune renferme, en général, des restes d'êtres ayant vécu au moment du dépôt ; il s'ensuit que l'observation des fossiles donnera, pour chaque assise, un caractère beaucoup plus précis que l'étude lithologique, car l'anatomie des animaux disparus, comparée avec celle des animaux actuels qui s'en rapprochent le plus, définira nettement les conditions biologiques de l'époque. En outre, les animaux, surtout ceux qui habitent la mer, fréquentent également des parages dans lesquels se déposent des sédiments très divers. On est donc conduit à distinguer, parmi les restes quelquefois très abondants, certains *fossiles caractéristiques d'une couche*, et dont la présence dans des assises lithologiquement dissemblables permettra d'établir un synchronisme que la méthode stra-

tigraphique seule n'a pas pu mettre suffisamment en évidence.

Les *fossiles caractéristiques* auront ainsi une importance de premier ordre pour l'établissement du synchronisme d'assises éloignées et de facies différents.

Nous avons vu qu'une même époque pouvait offrir des faunes très dissemblables. Cette remarque s'applique principalement aux dépôts marins, qui sont, notons-le en passant, de beaucoup les plus répandus. Nous pouvons donc poser maintenant les principes déduits de la méthode paléontologique pour la détermination des *facies*, ce qui éclaircira davantage le problème de la reconstitution des conditions biologiques du milieu.

Facies. — Dans les mers actuelles, on distingue cinq zones suivant lesquelles sont distribués les animaux : 1° la zone qui est alternativement couverte et découverte à chaque marée ; c'est la *zone littorale;* 2° la zone des *Laminaires*, Algues brunes qui prospèrent surtout entre le niveau de la basse mer et les profondeurs de 27 mètres ; 3° la zone des *Nullipores* et des *Corallines*, Algues calcaires qui descendent jusqu'à 92 mètres ; 4° la zone des *Coraux* et des *Brachiopodes* (animaux marins à coquille bivalve rangés dans l'embranchement des Vers ciliés) qui descendent jusqu'à 500 mètres ; 5° au delà de 500 mètres, la zone abyssale dont il a été question dans la première partie de cet ouvrage (1).

Facies généraux. — On ne retrouve jamais exactement ces cinq zones aux époques géologiques où l'on ne distingue guère que trois *facies* principaux : le *facies littoral*, le *facies pélagique* et le *facies abyssal*.

a) Facies littoral. — La nature des roches révèle souvent le *facies* littoral, les sables et les galets s'agglomérant pour former des *grès* et des *conglomérats*, mais les caractères paléontologiques sont souvent précieux pour la reconstitution des lignes de rivage. Nous avons signalé plus haut la présence

(1) Fisher. *Manuel de conchyliologie*. Paris 1883

des Mollusques bivalves perforants. Leur présence détermine avec certitude l'existence d'une côte rocheuse. Le facies littoral présente aussi d'autres formes caractéristiques, telles que les Patelles, les Balanes, etc. Les Mollusques qui vivent fixés aux rochers, comme les Huîtres et les Moules, s'y rencontrent aussi, mais sans être exclusivement relégués dans cette zone ; ils peuvent, en effet, descendre dans les profondeurs qui ne découvrent jamais. Les dépôts profonds renferment des débris d'animaux qui vivaient fixés ou rampaient sur le fond, ainsi que des restes d'animaux nageurs dont les coquilles tombaient après la mort de l'animal. On peut donc rencontrer côte à côte, dans une zone peu éloignée du rivage, des restes d'Huîtres, d'Oursins, de Mollusques à coquille spiralée (*Gastéropodes*), avec des Céphalopodes nageurs : les Nautiles, les Ammonites et les Bélemnites. Ceci nous indique que l'expression de *facies littoral* doit être prise, en stratigraphie, dans un sens plus large que celui que nous lui avons attribué antérieurement (v. p. 186 et suiv.). Un *facies littoral* devra donc être, pour nous, un dépôt effectué au voisinage de la côte, caractérisé par la présence d'animaux littoraux, mais contenant aussi des restes d'animaux nageurs.

b) *Facies pélagique*. — Une extension analogue doit être donnée aussi à l'expression *facies pélagique*. Nous rangeons aujourd'hui dans la faune pélagique des animaux adaptés à la natation en pleine mer, sans repos nécessaire sur les rivages : ce sont les grands Cétacés, les Poissons, les Poulpes (Céphalopodes), les Méduses, et beaucoup de Protozoaires microscopiques (Foraminifères et Radiolaires). En certains points, les sondages n'ont fourni, comme restes organisés, que des débris appartenant aux représentants de ces groupes. Toutefois, dans les assises sédimentaires, il n'y a pas de couches renfermant exclusivement des animaux nageurs ; il n'y a donc *pas de facies exclusivement pélagique*, ou du moins on ne peut pas affirmer, par la présence des débris d'animaux nageurs, qu'un dépôt s'est effectué à une grande profondeur. On rapportera donc à ce facies des dépôts for-

més en pleine mer à une distance des côtes suffisamment grande pour que les êtres caractérisant la faune littorale y fassent défaut. Nous reconnaîtrons désormais une faune pélagique quand, dans une assise, à des restes d'animaux nageurs, Céphalopodes, Poissons, etc., seront mêlés des débris d'animaux vivant sur le fond à une certaine profondeur : Brachiopodes, Oursins, Gastéropodes.

c) *Facies abyssal.* — Les caractères du *facies abyssal* sont beaucoup moins précis : on sait que les profondeurs de 1 500 à 3 000 mètres renferment actuellement un mélange de formes récentes et de formes anciennes inconnues sur le littoral. Ce caractère est à peu près inapplicable aux assises de la série sédimentaire. Un critérium plus net est donné par l'adaptation de quelques organismes aux conditions particulières de milieu. Par exemple, au-dessous des fonds de 400 mètres, la lumière solaire ne pénètre pas, mais la plupart des animaux qui vivent plus bas sont phosphorescents (v. p. 110 et suiv.), les êtres nageurs ont même des organes spéciaux pour s'éclairer. Dans ces conditions, ou bien les yeux prennent un développement extraordinaire (c'est le cas des Poissons, des Crustacés, en général des animaux nomades), ou bien les yeux disparaissent complètement (c'est le cas des êtres sédentaires), en ce cas, les organes du tact se développent considérablement. La paléontologie a révélé des faits semblables dans les faunes anciennes. Certains Crustacés, complètement éteints à l'heure actuelle, les Trilobites, offrent des formes pourvues d'yeux énormes et d'autres complètement aveugles, ce qui prouve qu'ils vivaient dans des conditions où la lumière était répartie, comme elle l'est aujourd'hui dans les grandes profondeurs.

En somme, sauf dans quelques cas particuliers assez rares, il sera difficile d'affirmer qu'une assise s'est déposée dans un grand fond, et le facies abyssal sera difficilement discernable.

Facies spéciaux. — Par contre, d'autres facies sont très aisément reconnaissables par la présence ou par l'absence

de certains organismes. Ainsi, on sait parfaitement aujourd'hui que la présence des Moules est l'indice d'une eau trouble tenant en suspension beaucoup de vase ; ces Mollusques serviront par conséquent à caractériser un *facies vaseux*, et leur présence dans une région d'une couche, leur absence dans une autre région de la même couche pourront définir la direction de courants marins.

a) *Facies corallien*. — Un autre facies très important aussi et très nettement déterminé par les fossiles est le *facies corallien*. Nous avons vu que les Polypiers constructeurs exigent, pour se développer, une eau très pure, une température moyenne élevée et une profondeur ne dépassant pas 40 mètres (v. IIe partie, chap. VI, § 2). On rencontre dans diverses assises de la série sédimentaire des calcaires très purs, saccharoïdes, dus incontestablement à l'activité des Polypes. Un exemple fera comprendre facilement comment et pourquoi on attribue ces calcaires aux Coraux. On trouve dans le Jura, à Valfin, une masse calcaire de 30 kilomètres d'étendue et très irrégulière, dans les anfractuosités de laquelle abondent les restes de la faune habituelle des récifs coralliens. On a décrit soixante-deux espèces de Polypiers de diverses formes, les unes arborescentes, les autres massives, les autres astréennes. Le reste de la faune comprend les Mollusques et les Oursins appartenant aux genres qui, actuellement encore, se mêlent aux Polypiers sur les récifs construits. En quittant le rocher vers l'Ouest, la faune coralligène disparaît brusquement, et l'on tombe sur des couches riches en Céphalopodes pélagiques, en Brachiopodes, etc., attestant un facies plutôt pélagique. Vers l'Est, au contraire, les Polypiers ne disparaissent que progressivement, et avec eux les Mollusques qui les accompagnent ; ils sont remplacés par des espèces littorales. Si l'on se reporte à ce qui a été dit de la formation actuelle des roches coralliennes, on verra tout de suite que le dépôt de Valfin est un ancien récif-barrière. A l'Est, s'étendait une lagune caractérisée par un mélange des deux faunes avec prédominance de la faune lit-

torale. Plus loin, dans la même direction, on gagnait l'ancien rivage. A l'Ouest, au contraire, s'étendait l'Océan, le récif descendait brusquement, tournant son bord abrupt vers la haute mer. En effet, les Polypiers sont plus vigoureux à l'Ouest, et nous avons remarqué déjà que l'agitation des vagues est un facteur très favorable à leur développement ; d'ailleurs, l'apparition brusque de la faune pélagique montre nettement le passage du récif peu immergé à des fonds d'une grande profondeur.

Les importantes recherches de M. l'abbé Bourgeat ont abouti à la découverte de divers récifs coralliens dans le Jura méridional ; on en a retrouvé dans les Charentes, en Normandie, dans l'Yonne, etc. Ces récifs caractérisent le *facies corallien* d'une même époque présentant aussi un facies lagunaire et un facies pélagique.

b) *Facies d'eau douce.* — La faune ancienne permet encore de distinguer les facies d'eau douce caractérisés par des Mollusques appartenant aux familles modernes des Paludines, des Limnées, des Physes, des Anodontes, etc., auxquelles il faut ajouter les restes d'animaux terrestres dont les cadavres étaient entraînés par les eaux courantes, ainsi que des fossiles végétaux. C'est ainsi que les observations de M. Fayol l'ont conduit à restaurer complètement le très ancien lac de Commentry, avec sa faune, ses rives et la flore qui couvrait celles-ci. M. Munier-Chalmas a reconstitué, de même, un autre grand lac qui, beaucoup plus tard, s'étendait dans l'Est de Paris. Dans ce lac, un ruisseau débouchait par une cascade entourée de végétaux, tels que les Fougères, abondants dans les lieux humides, sur les rives du lac croissaient des Tilleuls, des Palmiers, des Magnolias, des Lauriers, des Vignes.

D'autres lacs ont été déterminés de même à Aix et à Armisson, d'autres en Beauce et dans la Limagne. Parfois, la conservation des débris est si parfaite, qu'on a pu se faire une idée de la succession des saisons.

c) *Facies saumâtre.* — Le mélange de faunes marines et

de faunes d'eau douce caractérise le facies d'estuaire ou saumâtre, dans lequel on peut trouver aussi des ossements de Mammifères et des débris de Végétaux. Comme nous l'avons vu, dans l'estuaire, les dépôts se font très rapidement (v. p. 168 et suiv.); on trouvera, en alternance, des couches à faune marine et à faune d'eau douce. Les couches de Houille du bassin franco-belge en sont un bon exemple, on y trouve un facies d'eau douce caractérisé par des couches à fossiles fluviatiles alternant avec des couches nettement marines, indiquant la présence d'un estuaire ou d'une lagune.

De pareilles variations de faunes peuvent être aussi l'indice d'une modification dans le degré de salure de la mer. Ainsi, dans la région qui s'étend de Vienne au Turkestan, un régime marin a régné, pendant une certaine époque que nous définirons plus tard; puis a succédé un régime d'eau salée, mais contenant une proportion de sel moindre, et dans laquelle vivaient côte à côte des Mollusques d'eau douce capables de supporter un certain degré de salure, et des Mollusques marins aptes à supporter une diminution dans la salure de l'eau; quelques genres ont même persisté jusqu'à l'époque actuelle dans les eaux de la mer Caspienne et du lac d'Aral. Un peu plus tard, les espèces d'eau douce l'emportent sur les espèces marines, la région se transforme en une lagune, avec d'étroits bassins salés, où les types d'eau de mer se maintiennent.

Provinces biologiques anciennes. — Dans la reconnaissance des formations marines, le mélange des faunes n'apporte pas toujours des éclaircissements aussi nets que dans les exemples que nous venons de citer. Nous savons qu'aujourd'hui la surface de la terre est divisée en *provinces zoologiques* caractérisées par telles ou telles espèces; il en est de même des océans, dans lesquels les faunes sont assez nettement réparties (v. p. 96 et suiv.).

Il n'en a pas été toujours ainsi. Au début, les provinces étaient peu distinctes, et l'on trouve à peu près dans toutes les assises les plus anciennes des faunes identiques.

Plus tard, certaines provinces se dessinèrent. On distingue des espèces qui ont vécu dans les mers du Sud et qui manquaient aux mers septentrionales. Alors, des courants chauds, venus du Sud, ont pu quelquefois amener dans une province septentrionale des types méridionaux, ou des courants froids venus du Nord introduire dans une province méridionale la faune septentrionale. Ce dernier cas a été observé dans la Méditerranée à l'époque de la formation du détroit de Gibraltar. La faune de l'Atlantique, inconnue dans cette mer auparavant, s'y est établie et partiellement maintenue. Ces envahissements de faunes « ont dû être d'autant plus fréquents, que les divisions en provinces s'accentuaient, et il faut leur accorder une grande importance, surtout pour les époques rapprochées de la nôtre. » (Munier-Chalmas.)

Lorsqu'on ne se propose pas d'établir, dans la série des assises sédimentaires, des divisions applicables à toute la surface de la terre, on peut se fonder sur les formes fossiles littorales, mais, en ce cas, l'ordre chronologique n'a qu'une valeur relative. Supposons, par exemple, que deux dépôts littoraux, étudiés dans des contrées voisines, aient fourni des faunes identiques, comme cette identité n'implique que l'identité des conditions biologiques, on ne pourra point déduire de l'observation que les deux dépôts datent exactement d'une même époque, et d'autant moins que l'apparition d'un courant froid ou chaud peut amener le transport de ces conditions en une région éloignée et déterminer une migration des espèces. Ainsi, deux formations identiques ne sont pas forcément synchroniques, mais seulement équivalentes et peut-être successives.

Nous ne discuterons pas davantage la valeur de nos documents géologiques, car il est nécessaire de montrer, à présent, comment les géologues en ont tiré parti et, en se fondant sur les deux méthodes dont nous venons d'exposer les principes, ont établi des divisions s'appliquant, sans conteste, à la surface entière du globe.

§ 2. Les quatre ères.

On désigne sous le nom d'*ères géologiques* une réunion d'assises sédimentaires liées entre elles par un ensemble de caractères très généraux, comme la prédominance constante de certains embranchements ou groupes du monde animal. Ainsi, l'*ère secondaire* est un ensemble d'assises sédimentaires dans lesquelles l'importance des Reptiles d'une part et celle des Mollusques céphalopodes du groupe des Ammonoïdes de l'autre, sont indiscutablement prédominantes.

Mais, comme l'histoire de la terre a été écrite d'après des observations régionales, il est préférable de montrer, tout d'abord, comment l'étude des diverses strates dans une contrée et de leurs équivalentes dans les contrées voisines ou éloignées a conduit à la distinction en quatre grands groupes ou *ères*, que l'on retrouve dans toutes les parties de la terre.

Lorsque l'on observe les dépôts sédimentaires dans une localité donnée, on trouve, en dernière analyse, des *lits*, *couches* ou *strates* dont chacun possède des caractères lithologiques et paléontologiques constants. Ces strates, dont l'étendue est plus ou moins limitée, sont appelées *horizons* ou *zones*, que l'on désigne par le nom d'un fossile caractéristique. Plusieurs zones possèdent des caractères communs définissant un *âge* déterminé. En stratigraphie, un ensemble de zones est appelé une *assise*, qui détermine ce que nous avons nommé un *épisode sédimentaire* dont diverses phases sont retracées par les zones. Si l'on connaissait toute la surface occupée par une assise et qu'il fût possible d'en retracer les limites telles qu'elles étaient avant que les actions actuelles en eussent détruit une partie, on aurait une carte palæogéographique dont la comparaison avec d'autres cartes analogues, dressées pour les autres assises, permettrait de reconnaître les époques où la forme de la terre a subi les changements les plus profonds. On formerait alors des divisions homogènes avec les assises comprises entre deux

modifications importantes de la surface du globe, et l'on appliquerait le nom d'*étage* à ces divisions homogènes. Chaque étage correspondrait à une époque, et s'il y avait lieu, on établirait une subdivision des étages en *sous-étages* applicable aux contrées où des modifications intermédiaires de la surface du globe auraient eu une certaine importance.

Nous sommes ainsi ramenés au problème de la reconstitution des lignes de rivage, et nous avons fait suffisamment ressortir plus haut les difficultés de la solution pour qu'il soit utile d'y revenir à présent. C'est donc ici que la méthode paléontologique sera précieuse, et souvent c'est elle qui fournira le seul critérium. Il est clair, en effet, que les changements importants dans la géographie d'un pays n'amènent pas dans les conditions biologiques des mers voisines des modifications parallèles, retentissant sur la faune et la flore. Les espèces littorales surtout seront sensibles à ces modifications, et c'est sur elles que l'observateur devra porter son attention.

On objectera que des divisions ainsi fondées sur les fossiles littoraux présenteront forcément un caractère local accentué, et que, s'il n'existe aucun moyen de contrôle, la concordance des assises paléontologiques risque fort d'être surtout hypothétique. C'est pour établir ce contrôle qu'il sera utile d'examiner de près les fossiles pélagiques. En effet, les espèces littorales qui vivent fixées ou enfouies peuvent résister très longtemps à des changements survenus dans le régime des courants, changements qui ne peuvent avoir leur origine que dans une modification géographique quelconque. En revanche, les types pélagiques, arrivant dans des régions où ils étaient précédemment inconnus, révéleront l'existence du changement de régime.

De la sorte, on fixera les divisions régionales qu'il convient de réunir pour former des étages susceptibles d'être reconnus partout.

Le plus souvent, les étages se distinguent les uns des autres par une transgression ou une régression marine. La

mer dépasse sa ligne de rivage, ou abandonne des territoires précédemment acquis. Ces faits ne peuvent avoir lieu, d'ailleurs, sans que les habitants des mers n'en ait ressenti le contre-coup. C'est ainsi que la méthode paléontologique apportera à la méthode stratigraphique un appui de première importance pour cette division en étages.

De même que nous avons réuni les assises en étages, de même nous réunirons les étages en divisions d'un ordre supérieur, en tenant compte soit de phénomènes géographiques visibles sur une grande portion de la surface, soit de l'apparition ou de la disparition d'un grand groupe animal. Une telle division porte le nom de *système*. La présence de chaque système d'étages peut être reconnue à peu près sur toute la surface du globe. Chacun embrasse un espace de temps ou période dont la durée, pas plus que celles des époques, ne peut être précisée, puisque les modifications qui les définissent n'ont pas été instantanées. En outre, les limites des systèmes sont variables avec les régions, puisque, d'après ce qui a été dit plus haut, une période ne s'est ni ouverte ni terminée partout au même moment de l'histoire.

Cette remarque devra être appliquée plus rigoureusement aux divisions suivantes. Nous réunirons en *séries* les systèmes présentant des caractères généraux communs, et en *ères* ou *groupes* l'ensemble des séries et des systèmes définis par l'ampleur du développement d'un ou de plusieurs types du règne animal.

C'est ainsi qu'on a été conduit à distinguer dans les formations sédimentaires quatre grandes ères caractérisées par l'apparition de groupes animaux différents.

La première, ou *ère primaire*, offre à l'observateur une série de types organiques très différents des types contemporains. L'embranchement des Vertébrés n'y est représenté que par des types les plus inférieurs : Poissons et Batraciens. Par contre, les Invertébrés du groupe des Articulés, des Vers ciliés, des Mollusques céphalopodes à coquille droite, sont répandus à profusion. La flore terrestre, qui atteint une

opulence passagère, est surtout riche en végétaux sans fleurs (*Cryptogames*), qui atteignent des proportions aujourd'hui exceptionnelles. Les végétaux à fleurs (*Phanérogames*) se rapprochent des arbres verts actuels (Pins, Sapins, etc.)

La seconde, ou *ère secondaire*, montre les animaux précurseurs des habitants actuels de la terre. On voit apparaître les premiers Mammifères, et ils sont singulièrement voisins des Mammifères actuels les plus inférieurs (*Marsupiaux*) mais ce n'est en quelque sorte que l'ébauche de la classe qui s'essaye, et la prépondérance appartient à de formidables Reptiles marins et terrestres dont la taille atteint et dépasse celle des plus grands Cétacés des océans actuels. Parmi les Invertébrés, les Céphalopodes à coquille enroulée (*Ammonoïdes*), les Vers ciliés de la famille des Brachiopodes, l'emportent sur tous les autres. La flore terrestre est assez pauvre, mais les plantes voisines des plantes actuelles sont représentées; les Cryptogames de l'ère primaire ont disparu.

La troisième, ou *ère tertiaire*, présente une grande abondance de types actuels, aussi bien animaux que végétaux. Les Mammifères dominent partout, et l'on suit du commencement à la fin de l'ère le développement de certains types dont l'origine ancienne est ainsi révélée. Le monde végétal ne compte presque pas de types archaïques et atteint une puissance de développement qu'il n'a pas retrouvée depuis.

La quatrième, ou *ère quaternaire*, est caractérisée par l'apparition de l'Homme et l'extinction progressive des Mammifères géants apparus à la fin de l'ère précédente. On peut considérer que l'ère quaternaire n'est pas close à l'heure présente, et la géographie n'est autre chose que l'étude de la surface de la terre durant l'ère quaternaire.

Toutefois, les formations stratifiées ne sont pas toutes contenues dans ces quatre divisions. A la base du groupe primaire existent une série d'assises dont l'origine n'est peut-être pas exclusivement sédimentaire, et donne encore lieu à beaucoup de discussions. C'est le groupe archéen ou

terrain primitif (1). Ce terrain, soit qu'il représente la première croûte de consolidation, soit qu'il résulte d'actions ultérieures exercées par le noyau central en fusion sur les premiers sédiments, ne renferme aucun reste organisé authentique, aussi le désigne-t-on souvent par le nom de *système azoïque*.

Quant à l'importance relative des trois grandes ères, au point de vue de la durée, on ne peut l'évaluer même approximativement. L'épaisseur normale des dépôts primaires est, d'après M. Dana, double de celle des dépôts secondaires, double aussi de celle des dépôts tertiaires. Mais peut-on considérer ces épaisseurs comme mesurant les espaces de temps correspondants? On peut presque à coup sûr répondre par la négative, l'énergie de la sédimentation n'ayant probablement pas été constante à la surface du globe; d'ailleurs, le temps écoulé n'est pas à lui seul un critérium suffisant pour fonder le groupement de l'histoire en périodes. Durant l'ère tertiaire et l'ère quaternaire, le caractère le plus important est celui de la localisation des conditions biologiques, et la division en trois ères, consacrée depuis longtemps, doit être maintenue jusqu'à ce que des connaissances nouvelles démontrent la faiblesse de la méthode chronologique adoptée.

Le tableau suivant résume la division en ères, séries, systèmes et étages, telle qu'elle a été fixée par MM. A. de Lapparent et Munier-Chalmas.

Dans ce tableau, les noms des étages correspondent à des facies pélagiques. Dans tout ce qui a précédé, nous avons fait valoir l'importance des dépôts d'origine marine. Mais dans certains cas, notamment dans les systèmes permien et carboniférien, des facies lagunaires ou lacustres ont été étudiés et nommés avant que les dépôts pélagiques fussent décrits. Ainsi, l'ouralien, développé dans l'Europe orientale

(1) En France, le mot *terrain* remplace souvent celui de *système*, c'est ainsi que nous emploierons souvent le nom de *terrain silurien*, *terrain jurassique*, etc., pour système silurien, système jurassique.

ÈRES.	SÉRIES.	SYSTÈMES.	ÉTAGES.
QUATERNAIRE		Actuel	Néolithique.
		Pleistocène	Paléolithique.
TERTIAIRE	Néogène	Pliocène	Sicilien.
			Astien.
			Plaisancien.
		Miocène	Pontien.
			Sarmatien.
			Tortonien.
			Helvétien.
			Burdigalien.
	Eogène	Oligocène	Aquitanien.
			Tongrien.
		Eocène	Ludien.
			Bartonien.
			Lutétien.
			Yprésien.
			Sparnacien.
			Thanétien.
SECONDAIRE	Crétacique	Supracrétacique	Danien.
			Aturien.
			Emschérien.
			Turonien.
			Cénomanien.
		Infracétacique	Albien.
			Aptien.
			Barremien.
			Néocomien.
	Jurassique	Suprajurassique	Portlandien.
			Kimeridgien.
			Rauracien.
			Oxfordien.
		Médiojurassique	Callovien.
			Bathonien.
			Bajocien.
		Liasique	Toarcien.
			Charmouthien.
			Sinémurien.
			Hettangien.
			Rhétien.
		Triasique	Werfénien.
			Virglorien.
			Tyrolien.
			Juvavien.
PRIMAIRE		Permien	Thuringien.
			Penjabien.
			Artinskien.
		Carboniférien	Ouralien.
			Moscovien.
			Dinantien.
		Dévonien	Famennien.
			Frasnien.
			Givétien.
			Eifelien.
			Coblentzien.
			Gédinnien.
		Silurien	Gothlandien.
			Ordovicien.
			Cambrien.
		Précambrien.	

TERRAIN PRIMITIF OU SYSTÈME ARCHÉEN.

et en Asie en puissants dépôts marins, est représenté en France par le terrain houiller de Saint-Étienne, incontestablement lacustre, auquel on a donné le nom d'*étage stéphanien*. Cet étage représente, en somme, le facies lacustre de l'ouralien. De même, le moscovien présente, dans l'Ouest de l'Europe, un facies lagunaire ou lacustre, auquel on donne le nom d'*étage westphalien*.

Il en est de même pour le système permien dont les deux étages inférieurs sont connus en Europe par des facies continentaux, l'*autunien* et le *saxonien*, dont les équivalents pélagiques n'ont été décrits que postérieurement.

§ 3. L'écorce terrestre.

Avant d'examiner la surface terrestre durant les ères géologiques, il est indispensable de connaître la constitution générale de sa partie solide.

Roches. — On donne le nom de *roches* à tous les matériaux constituant l'écorce terrestre, et on les divise en deux classes : les *roches endogènes* et les *roches exogènes*.

Les roches endogènes sont le produit de la consolidation première de la masse fondue primordiale, ou bien sont le résultat de l'épanchement des matières liquides à travers les crevasses d'une écorce déjà formée. Elles sont parvenues au jour, à la manière des laves dans une éruption.

Les roches exogènes sont des produits de remaniement; elles résultent de l'action des agents externes sur les roches d'origine interne.

Les roches endogènes résultant de la solidification d'une masse primitivement pâteuse, les conditions physiques de cette consolidation ont modifié fréquemment les minéraux constituant ces roches ou, en d'autres termes, la composition chimique de la roche. C'est donc celle-ci qui doit servir de base à la classification pétrographique.

Or, l'élément essentiel des roches endogènes est la Silice, soit à l'état libre, anhydre, hydraté, cristallisé, amorphe (Quartz, Calcédoine, Opale, etc.), ou à l'état de combinaison (Silicates).

On dit qu'une roche endogène est *acide* lorsqu'elle contient un excès de silice, c'est-à-dire lorsque la proportion de silice dépasse celle qui convient aux silicates acides. Ces roches contiennent de 65 à 69 pour 100 de silice.

De même une roche est *basique* quand elle contient de 40 à 55 pour 100 de silice. Enfin, une classe intermédiaire, celle des roches *neutres*, renferme celles dont la proportion de silice est de 55 à 65 pour 100.

Composition. — Cela posé, les minéraux les plus répandus dans les roches acides sont les *Feldspaths* et les *Micas*.

Les *Feldspaths* sont des silicates doubles d'Aluminium et d'un autre métal qui peut être le Sodium, le Calcium ou le Potassium; ils cristallisent dans le système triclinique ou dans le système binaire (1). Les principaux sont : l'Orthose, la Sanidine, le Microcline, l'Albite, l'Anorthose, l'Oligoclase, le Labrador, la Néphéline et l'Anorthite.

L'Oligoclase, le Labrador et l'Anorthite, très difficiles à distinguer dans les roches, à cause de leurs propriétés optiques identiques, sont réunis sous le nom unique de *Plagioclase*.

Les *Micas* se présentent en fines lamelles hexagonales, élastiques et délicates. Ce sont des silicates doubles d'Aluminium et de métal alcalin; celui-ci peut être remplacé par le Fer ou le Magnésium.

Enfin, l'excès de Silice se montre sous forme de Quartz avec ses diverses variétés (Améthyste, Quartz enfumé, etc.).

Dans les roches basiques, on ne trouve que des variétés de Feldspaths pauvres en silice, le Labrador et l'Anorthite. Ces silicates prédominants sont dépourvus d'Aluminium, mais contiennent en fortes proportions le Calcium, le Magnésium et le Fer. Ils appartiennent aux trois familles suivantes :

(1) Lapparent, *Traité de minéralogie.*

1° Les *Amphiboles*, cristallisant dans le système binaire, et dans lesquelles le Magnésium l'emporte sur le Calcium. Les principales espèces sont : la *Hornblende*, l'*Actinote* et la *Trémolite*.

2° Les *Pyroxènes*, cristallisés dans le système binaire, et où le Calcium l'emporte sur le Magnésium. Les principales espèces sont : l'*Augite*, la *Diallage*, l'*Hyperstène*, l'*Enstatite* et la *Bronzite*.

3° Les *Péridots*, silicates magnésiens dont le plus commun est l'*Olivine*.

L'action réciproque des terrains encaissants sur la roche endogène a produit des actions chimiques plus ou moins profondes (*Métamorphisme*) qui ont amené la formation d'un certain nombre de minéraux dits *Minéraux de métamorphisme*. Les principaux sont : la Silice anhydre (Quartz) ou hydratée (Opale) ; des silicates d'Aluminium anhydres purs : l'*Andalousite*, le *Staurotide*, la *Fibrolite*, le *Disthène ;* des silicates d'Aluminium hydratés ; *Argiles* et *Kaolins ;* des silicates doubles d'Aluminium, avec le Fer, le Calcium, le Manganèse et le Magnésium, tels que les *Grenats* (*Almandin*, *Mélanite*, *Spessartine*, etc.), l'*Idocrase*, l'*Epidote*, la *Chlorite ;* des silicates magnésiens tels que le *Talc* et la *Serpentine*.

En résumé, le nombre des corps simples qui forment l'écorce terrestre est très petit, l'Oxygène y joue un rôle prépondérant avec le Silicium, les métaux alcalins, l'Aluminium et le Fer.

M. Dana a fait très justement remarquer que la Silice, élément réfractaire et saturé d'oxygène, était pour ainsi dire désignée comme l'agent le plus efficace de la consolidation de l'écorce, car, lorsqu'elle est attaquée par des eaux alcalines, elle va se déposer dans des crevasses dont elle soude les parois, ou entre les particules des roches sableuses qu'elle cimente.

Texture. — Ces brèves notions acquises, on peut se demander comment la solidification des éléments a pu s'opé-

rer. On sait à quel point les conditions physiques extérieures et certains agents chimiques influent sur la cristallisation. La lenteur du refroidissement d'une masse fondue, par exemple, est un facteur de première importance.

Cette observation montre que l'étude du grain, de l'état des cristaux, de la *texture* de la roche, suivant l'expression des minéralogistes, apportera un précieux élément de plus à la base d'une classification.

On sait que les composés chimiques peuvent se présenter sous l'état cristallisé ou sous l'état amorphe; de là, pour les roches, deux aspects fondamentaux : l'aspect *holocristallin*, où tous les éléments constituants sont cristallisés, et l'aspect *vitreux* correspondant à l'état amorphe de la matière minérale. Observons, tout de suite, que si les roches holocristallines se présentent uniquement formées de minéraux cristallisés, le terme de *roche vitreuse* n'est jamais applicable avec la même rigueur; il y a toujours dans une roche amorphe soit des cristaux très petits (microlithes) décelés par l'analyse microscopique, soit des cristallites, formes élémentaires constituant un état intermédiaire entre la matière minérale cristallisée et la matière minérale amorphe (1).

Mais entre ces deux états extrêmes existe, comme toujours, un état intermédiaire, dans lequel l'élément cristallin bien net s'associe à une proportion variable de matière amorphe. C'est l'*état hypocristallin.*

Variations de la texture. — Lorsqu'une roche endogène est holocristalline, elle peut présenter deux types de texture bien distincts.

Dans le premier, ou *type granitoïde*, les cristaux sont dé-

(1) Nous n'entrerons dans aucun détail sur l'analyse microscopique des roches, analyse basée sur les propriétés optiques des cristaux, qui sont du ressort de la minéralogie, et nous renvoyons le lecteur aux traités classiques : Fouqué et Michel Lévy, *Minéralogie micrographique;* des Cloizeaux, *Traité de minéralogie;* A. de Lapparent, *Cours de minéralogie;* Michel Lévy et Lacroix, *Minéraux des roches.*

veloppés de manière équivalente, eu égard à leur espèce Cette disposition indique une solidification accomplie dans des conditions uniformes.

Dans le second, ou *type porphyroïde*, des cristaux très apparents se montrent disséminés dans une pâte constituée elle-même de cristaux, moins facilement discernables que les premiers, et souvent impossibles à reconnaître sans le secours du microscope. Si les cristaux de la pâte appartiennent aux mêmes espèces que les cristaux disséminés, on peut affirmer que la solidification s'est accomplie en deux temps. Durant le premier, les gros cristaux disséminés se sont formés lentement, puis les conditions extérieures ayant changé, étant devenues moins favorables, la pâte s'est consolidée.

Au type granitoïde appartient le *Granite*, au type porphyroïde appartiennent des roches recherchées pour l'ornementation et désignés sous le nom général de *Porphyres*.

Remarquons tout de suite qu'une roche hypocristalline ne saurait être granitoïde, mais il est hors de doute qu'elle s'est formée en deux temps au moins. Les cristaux se sont formés tous ensemble, ou correspondent à des phases différentes, et la matière amorphe s'est consolidée postérieurement. Par contre, une roche hypocristalline est évidemment porphyroïde, et il y a lieu de distinguer deux modes dans le type porphyroïde: l'un, correspondant à l'état holocristallin, est le *mode porphyrique;* l'autre, correspondant à l'état hypocristallin, est dit *mode trachytoïde* (Fouqué et Michel Lévy).

Les petits cristaux, ou microlithes de la pâte, sont tantôt développés en tous sens (allongés en forme d'aiguille), mais réunis les uns aux autres sans interposition de matière amorphe (*texture microlithique*), tantôt noyés au milieu d'une masse vitreuse (*texture trachytique*). Les pointes des microlithes faisant saillie sur la pâte amorphe donnent au toucher une sensation de rudesse caractéristique. D'autres fois, la taille des microlithes est tellement petite, et la matière amorphe est si finement disséminée, qu'il en ré-

sulte une apparence homogène sur la cassure (*texture felsitique*).

Dans certaines roches, les cristaux qui forment la pâte ne sont plus des microlithes, leur taille est assez grande et leur forme normale, suivant les espèces minérales. Cependant, tous manifestent une tendance à s'allonger, ce mode caractérise la *texture ophitique* (Michel Lévy).

Ces principaux types de texture présentent un certain nombre de variétés qu'il est utile de connaître.

Le type granitoïde présente trois variétés principales.

Dans les Granites francs, les minéraux sont également développés, mais le quartz forme, pour ainsi dire, le squelette de la roche, sans pourtant n'être qu'un seul cristal. Toutefois, l'orientation optique des divers cristaux est sensiblement la même sur une étendue de roche assez grande, de telle sorte que, dans le champ du microscope, la teinte du quartz est uniforme (*mode granitique*).

Dans d'autres Granites, les cristaux de quartz, au lieu de conserver la même orientation sur de larges espaces, ont tous une orientation optique propre, et si l'on se souvient que la coloration d'un cristal en lumière polarisée dépend de la direction optique suivant laquelle on l'étudie, on comprendra que, dans une plaque mince faite sur la roche, le plan de section coupant chaque cristal de Quartz suivant une direction différente, on devra avoir, dans le champ du microscope, une lame brillamment colorée de nuances différentes. Cette variété du type granitoïde est dite *mode granulitique*.

Une troisième variété renferme les roches granitiques dont les éléments principaux, le feldspath et le quartz, ont chacun une orientation uniforme, ce qui produit, en lumière polarisée, deux nuances enchevêtrées l'une dans l'autre. C'est la *texture pegmatitique*.

L'état des cristaux de la pâte produit les variétés de la texture porphyrique. On conçoit, d'après les variétés du type granitoïde, que la pâte d'une roche porphyrique puisse

être *microgranitique*, *microgranulitique*, *micropegmatitique;* ces termes s'expliquent sans définition nécessaire.

L'état vitreux offre aussi quelques variétés. Une roche vitreuse parfaite serait, en somme, un verre naturel. Nous avons dit qu'il n'en existe aucune de cette nature, mais toutes rappellent, de plus ou moins loin, la constitution du verre. Dans quelques-unes, l'épanchement de la masse en fusion est accusée nettement par une direction constante prise sur les éléments de la pâte et par les traînées de microlithes où les zones de coloration mettent bien en évidence ; une telle texture est dite *fluidale*.

Ailleurs, la contraction produite par la consolidation de la pâte fluide a donné naissance, dans celle-ci, à des fentes spirales ou circulaires ; c'est la texture *perlitique*.

D'autres fois, des cristaux très nets et de dimensions notables tranchent sur la pâte vitreuse; c'est la texture *vitroporphyrique*.

Enfin, quand les cristallites apparaissent en abondance, ce qui est considéré comme un premier acheminement vers l'état cristallin, comme une dévitrification, la texture est dite *cristallitique*.

Pour les roches hypocristallines, les différents modes de texture sont susceptibles de quelques variations. Ainsi, pour le mode microlithique, si la pâte est simultanément fluidale et cristalline, on a un type dit *pilotaxitique;* si la portion vitreuse l'emporte, le type est *hyalopilitique;* et lorsque les microlithes s'enchevêtrent les uns dans les autres, la texture est *interstitielle*.

Les variétés du mode felsitique sont de deux sortes. La première, ou texture *pétrosiliceuse*, montre des traînées opaques de substance amorphe mêlée à des régions vaguement cristallines. La seconde, ou texture *sphérolithique*, est caractérisée par ce fait que la matière cristalline s'est réunie en globules (*sphérolithes*) qu'interrompent des zones concentriques de matière amorphe. En lumière polarisée, ces globules apparaissent traversés d'une croix noire dont les

branches se déplacent lorsqu'on fait tourner l'analyseur ou le polariseur du microscope (1).

Roches endogènes. — Nous avons dit précédemment que les roches endogènes pouvaient se diviser en deux groupes. Les premières, ou roches éruptives, sont venues à la surface sous forme d'épanchements issus de l'intérieur, à la façon des laves dans les éruptions actuelles; les autres, ou roches cristallophylliennes, sont considérées par les uns comme le produit direct de la consolidation primordiale du noyau fondu; par les autres, comme le résultat de l'action métamorphique de la masse fluide centrale sur des roches d'origine sédimentaire. Pour les auteurs qui acceptent cette dernière origine, la première écorce formée a été elle-même transformée, nous est et nous sera toujours inconnue.

Quoi qu'il en soit, l'action interne ayant été prépondérante sur la formation des roches cristallophylliennes, on peut les ranger parmi les roches endogènes, et il est commode, pour l'étude rapide que nous nous proposons de faire de ces éléments de l'écorce terrestre, de conserver la division indiquée.

Roches éruptives. — On sait déjà, par ce qui précède, que les roches éruptives se divisent en roches acides, roches neutres et roches basiques. C'est dans cet ordre que nous les examinerons.

I. *Roches acides.* — Nous distinguerons parmi les roches acides trois types : le type holocristallin, le type hypocristallin et le type vitreux.

Roches holocristallines. — A. *Granites.* — Le *Granite* est le type des roches holocristallines granitoïdes ; il est formé d'un agrégat de cristaux nettement reconnaissables, appartenant au Quartz, au Mica et au Feldspath.

Le premier de ces éléments forme des masses vitreuses

(1) Pour la description du microscope polarisant employé par les minéralogistes, nous renvoyons aux traités spéciaux ou aux ouvrages de physique dans lesquels se trouve l'étude de l'optique physique.

aux contours réguliers reconnaissables à l'œil nu, et apparaissant au microscope comme moulé sur les autres éléments, ce qui implique une solidification postérieure à celle du Mica et du Feldspath. Le Quartz des Granites, examiné au microscope, se montre comme contenant des matières étrangères liquides ou inclusions liquides enclavées dans les cristaux parfaitement définis. Leur forme est tantôt irrégulière, tantôt nettement polyédrique; elles contiennent souvent une bulle de gaz. Quant au liquide qui les forme, c'est tantôt de l'eau pure, tantôt une solution saline, tantôt un gaz condensé comme l'anhydride carbonique, avec traces de chlore et de fluor. Elles contiennent une bulle gazeuse ou *libelle* de forme généralement arrondie, mais quelquefois entourant le liquide et l'empêchant de toucher les parois de l'inclusion. Quand la dimension des libelles est très petite, elles sont sujettes à un mouvement de trépidation constant comparable aux mouvements browniens des corpuscules. Ces mouvements sont dus à une double transformation continuelle des molécules, dont les unes passent à l'état de vapeur et les autres reprennent l'état liquide; il résulte de là une variation continuelle dans les dimensions relatives du liquide et du gaz, variations qui sont insensibles si la libelle est de grandes dimensions, et qui sont perceptibles si ses dimensions sont de l'ordre des espaces intermoléculaires (au plus $0^{mm},002$). Ajoutons que le mouvement brownien des libelles n'est visible qu'avec des grossissements de 1 500 à 1 800 diamètres.

Le Mica semble être dans le Granite le minéral qui a cristallisé le premier. Il se présente en lamelles hexagonales noires ou brunes, et renferme des inclusions solides d'oxydes de Fer, de Zircon et d'Apatite. En s'altérant, le Mica devient un minéral vert appelé la *Chlorite*.

Le Feldspath dominant dans le Granite est l'Orthose, fréquemment associé à l'Oligoclase; l'altération du Feldspath produit du Kaolin et du Mica blanc, tandis que la chaux mise en liberté forme de l'Épidote ou de la Calcite.

Dans quelques Granites, l'Amphibole hornblende remplace le Mica; il en résulte une roche plus basique que le Granite ordinaire et à laquelle on donnait anciennement le nom de *Syénite*, mais ce nom a été réservé à une roche neutre dont il sera question plus loin.

D'autres Granites sont formés de cristaux assez petits pour n'être visibles qu'à la loupe, ce sont les *Microgranites* ou Granites euritiques.

En opposition avec les Granites euritiques sont les Granites porphyroïdes, sur lesquels les cristaux d'Orthose atteignent 10 centimètres de longueur.

B. *Granulite*. — Dans le Limousin, on trouve fréquemment une variété de Granite caractérisée par la concentration du Quartz en grains, par l'abondance du Mica blanc et par la transformation du Feldspath en Kaolin. Ce Granite est surtout appelé *Granite à mica blanc*, *Granite à étain*, parce qu'il est le siège des gisements stannifères ou *Granulite* (Michel Lévy), mais on applique aussi ce dernier nom à une roche granitique à grain très fin et qui, à l'œil nu, semble composée de Feldspath et de Quartz sans Mica, ou de Feldspath seul, mais dans laquelle le Quartz se présente au microscope suivant le mode granulitique (A. de Lapparent). Si l'on adopte cette dernière définition, les granulites de M. Michel Lévy doivent être considérés comme une variété de Granite, qu'on pourra désigner sous le nom de *Granite à mica blanc*.

C. *Protogine*. — La Protogine est une variété de Granulite dans laquelle le Mica noir a été totalement transformé en Chlorite. Cette roche est très abondante dans les Alpes, où elle forme les massifs du mont Blanc et de l'Oisans.

D. *Pegmatite*. — Cette roche est un Granite à Mica blanc, ou une Granulite, dans laquelle le Mica se concentre en grandes lamelles superposées, et où le Quartz et le Feldspath ont cristallisé l'un dans l'autre en s'orientant de manière uniforme (mode pegmatitique). Cette roche est remarquable par les cavités ou *druses* qu'elle contient souvent,

et dont les parois sont tapissées de gros cristaux appartenant à des espèces minérales diverses : Orthose, Albite, Quartz, Tourmaline, Topaze, Emeraude. Dans la variété dite *Pegmatite graphique*, les cristaux de quartz apparaissent sur les faces des cristaux d'Orthose, sous forme de coins alignés figurant des caractères cunéiformes.

E. *Porphyres quartzifères*. — Les porphyres quartzifères forment toute une série de roches du type porphyroïde. On peut les reconnaître à la cassure ; les grains de Quartz, vitreux et brillants, tranchent sur une pâte rouge, brune ou grise. La pâte qui enveloppe les cristaux anciens se montre granulitique au microscope. Pour cette raison, on remplace le nom de *Porphyres quartzifères* par celui de *Microgranulites* (M. Lévy), ou encore, dans le but de marquer la différence de disposition de leurs épanchements avec celle des roches granitiques par celui de *Granophyres* (A. de Lapparent). Ces roches se présentent toujours en filons ou en masses, et non en massifs comme celles de la série du Granite.

Les principaux types de porphyres quartzifères sont les suivants :

1° *Elvan*. — Ce porphyre se rapproche de beaucoup du Granite à Mica blanc ; des cristaux de Quartz en prismes hexagonaux et ceux de Mica noir sont disséminés dans une pâte de Quartz, d'Orthose et de Mica blanc offrant le mode microgranulitique.

2° *Granitophyre*. — C'est un Granite à grain fin, la pâte en est reconnaissable à la loupe ; de gros cristaux de Feldspath donnent au Granitophyre la texture porphyroïde.

La pâte en forme quelquefois une Micropegmatite et souvent une Microgranulite. Dans les Granitophyres des Vosges, on trouve souvent du Pyroxène, ce qui indique un acheminement vers les roches basiques. On a décrit les granitophyres sous le nom de *Porphyres granitoïdes* (Gruner).

3° *Granulophyre*. — La pâte de ces roches, entièrement cristalline, n'est résoluble qu'au microscope en Microgranulite.

L'analyse montre, dans les Granulophyres, de gros cristaux de Feldspath et de Quartz, avec un peu de Chlorite et d'Amphibole comme éléments accessoires, et une pâte très fine de cristaux de Quartz granulitique, auxquels se mêlent des oxydes de Fer qui lui donnent une coloration verte ou rougeâtre.

Dans la nomenclature allemande, les Porphyres quartzifères sont appelés *Microgranites* quand la pâte est microgranulitique, et *Granophyres* quand elle est micropegmatitique (Rosenbusch).

Roches hypocristallines. — Les roches acides hypocristallines sont assez nombreuses, et il existe quelques types qui forment le passage entre l'état holocristallin et l'état franchement hypocristallin.

Les plus importantes sont les suivantes :

F. *Felsophyres.* — Les Felsophyres sont des roches porphyriques dans lesquelles la présence de la matière amorphe se manifeste par l'apparition, dans la pâte ordinairement microgranulitique, de ces sphérolithes à croix noire dont nous avons dit un mot précédemment. Ailleurs, on ne trouve pas de sphérolithes, mais de minces et longues traînées d'une matière non cristallisée qui a les propriétés optiques de la Calcédoine.

Le Quartz des Felsophyres ne renferme pas d'inclusions liquides, mais des inclusions vitreuses, reconnaissables à ce qu'elles sont sans action sur la lumière polarisée ; mais la réfringence des inclusions étant différente de celle du cristal, leurs bords sont extrêmement nets ; enfin, elles sont de la même nuance que celle de la pâte amorphe, c'est-à-dire rougeâtre, brune ou violacée.

Les variétés de Felsophyres sont assez nombreuses, on distingue surtout :

a) *Eurites.* — Ce sont des roches à grain très fin dans lesquels les sphérolithes sont constitués par du Quartz et de la Calcédoine. La pâte renferme une notable proportion de matière amorphe, avec tendance à la texture fluidale. Les

Eurites sont désignés souvent sous les noms de *Porphyres globulaires* et de *Sphérophyres* (A. de Lapparent).

b) *Pyromérides.* — La matière non cristallisée est plus abondante que dans les Eurites, et elle prend souvent la texture perlitique. Les Pyromérides renferment de gros sphérolithes qui offrent une disposition à la fois radiale et concentrique par zones d'accroissement ; deux zones étant séparées, généralement, par une traînée mince de Calcédoine. Il existe des variétés de pyromérides dans lesquelles les sphérolithes atteignent de grandes dimensions ($0^m,25$ à $0^m,60$ de diamètre).

c) *Porphyres pétrosiliceux.* — La pâte amorphe de ces roches est nettement fluidale, elle contient des cristaux très petits d'oxyde de Fer et des sphérolithes à croix noire. Dans cette pâte existent des cristaux nets de Quartz, de Mica noir, de Chlorite et d'Amphibole, ainsi que de l'Orthose à reflets bleuâtres. Le Quartz renferme des inclusions vitreuses, abondantes, et quelquefois des inclusions liquides.

G. *Rhyolites.* — Les Rhyolites sont des roches à texture felsitique ou trachytique. Les sphérolithes y sont plus nombreux que dans les Felsophyres, l'Orthose s'y montre sous sa variété vitreuse (Sanidine), et le Quartz, riche en inclusions vitreuses, est tout à fait dépourvu d'inclusions liquides. La pâte est rude au toucher (de là le nom de *Trachytes quartzifères*), et on les rencontre exclusivement développées en coulées.

Les cristaux que l'on y trouve sont le Mica noir, l'Amphibole, la Sanidine et le Quartz. L'Oligoclase, le Sphène, l'Apatite, y apparaissent accessoirement. La matière amorphe prédomine dans la pâte qui possède la texture pétrosiliceuse; elle contient parfois de petits cristaux de Tridymite et d'Opale. Elle est de couleur claire, homogène à l'œil nu, mais avec, au microscope, une tendance marquée à la texture sphérolithique.

Beaucoup de Rhyolites sont remplies de cavités ou *géodes* tapissées de Quartz, d'Améthyste et de Calcédoine; dans

d'autres, on trouve des cavités sphéroïdales (*Lithophyses*) dues à un phénomène contemporain de la solidification, on y observe des cristaux de Grenat et même de Topaze, qui mettent en évidence le rôle de vapeurs chimiques qui ont joué un rôle dans l'épanchement de ces roches.

Roches vitreuses. — L'état vitreux est représenté dans les roches acides par les Résinites.

H. *Résinites.* — Ce sont des verres naturels hydratés à éclat résineux, à cassure conchoïdale dont la couleur varie du vert olive au brun foncé. On y trouve toujours des cristaux de Sanidine à reflets bleuâtres, de Quartz, de Mica, de Plagioclase, noyés dans une pâte tantôt fluidale, tantôt pétrosiliceuse, tantôt perlitique, et souvent riche en cristallites. Lorsque les cristaux sont bien nets, la roche appartient au type porphyrique et on lui donne le nom de *Vitrophyre*. Des Vitrophyres aux Résinites, il existe une infinité de termes de passage. D'ailleurs, on n'a pas encore observé de Résinites absolument dépourvues de cristaux (Rosenbusch).

Quand, par suite du mode de solidification, il s'est formé dans une de ces roches des fissures perlitiques et une division de la pâte en petites masses sphéroïdales formées de couches écailleuses concentriques, la roche est nommée *Perlite*.

Il existe des verres naturels anhydres renfermant quelquefois assez de Silice pour ne pouvoir être séparés des roches acides, et d'autres fois rentrant dans la catégorie des roches neutres. Ce sont les *Obsidiennes* et les *Ponces*.

I. *Obsidiennes.* — La couleur des Obsidiennes est généralement le noir, cependant il en existe de rouges. Elles renferment des cristallites et parfois des sphérolithes. Quelques-unes sont parsemées de lithophyses à parois tapissées de cristaux de Tridymite, de Quartz, de Feldspath et de Magnétite, qui se sont formés, pendant la solidification, par l'action sur le verre fondu des vapeurs qui s'en dégageaient (Iddings).

K. *Ponces.* — Les Ponces sont des Obsidiennes desquelles se sont dégagées, durant la consolidation, des quantités de

gaz telles, que la roche a pris une texture spongieuse ; elles sont grises, légères et donnent l'idée d'une écume solidifiée.

On a proposé de désigner les Obsidiennes et les Ponces acides sous le nom de *Liparobsidiennes* et de *Liparoponces*, afin de les distinguer des Obsidiennes et des Ponces neutres.

II. *Roches neutres.* — Nous examinerons encore les roches neutres, suivant qu'elles présentent l'état holocristallin, l'état hypocristallin ou l'état vitreux. On adopte aujourd'hui une subdivision de chacune de ces classes en trois familles, suivant que l'élément dominant de la pâte est l'Orthose, un Plagioclase, ou la variété de Néphéline appelée *Eléolite* (Michel Lévy). Notre but étant seulement de donner une idée de la variété des roches qui entrent dans la structure de l'écorce terrestre et non de l'étudier dans le détail, nous nous contenterons de signaler cette classification sans insister davantage.

Roches holocristallines. — A. *Syénite.* — Cette roche offre un exemple très net du type granitoïde et du mode granitique. C'est un Granite sans Quartz, dans lequel les éléments dominants sont l'Orthose, le Mica biotite ; l'Augite et la Hornblende s'y montrent comme éléments secondaires ; le Sphène, l'Oligoclase, comme éléments accessoires.

On doit distinguer deux variétés de Syénite, suivant que la Hornblende ou le Mica noir prédominent ; ce sont la Syénite à Amphibole et la Syénite à Mica noir. Quelle que soit la variété, le Mica blanc ne s'y trouve qu'exceptionnellement.

B. *Syénites éléolitiques.* — Quand le feldspath s'associe à la variété de Néphéline dite *Eléolite*, on a une roche neutre holocristalline, qui est une variété importante de Syénite, la Syénite éléolitique. Tantôt ces roches renferment l'Amphibole (Foyaïte du Portugal), tantôt de Mica noir (Miascite de l'Oural), tantôt du Microcline et de la Hornblende (Ditroïte de Transylvanie), tantôt des silicates de métaux rares : Zirconium, Thorium, Cerium, Lanthane, Yttrium, Niobium, Tantale, etc. (Syénite zirconienne de Norvège).

C. *Ortholite.* — Le service de la carte géologique de France donne le nom d'*Ortholite* à une Syénite où le Mica noir atteint un développement extraordinaire. Le microscope montre cette roche formée d'un agrégat microgranitique d'Orthose et de Mica noir, avec oxyde de Fer, Pyrite et Apatite. La roche qui accompagne le minerai de Fer de Framont (Vosges) est une Ortholite décrite autrefois sous le nom de *Minette.*

Les auteurs français nomment *Vogésite* une Ortholite où la Hornblende se substitue au Mica noir, et que les Allemands décrivent sous le nom de *Lamprophyre syénitique.* Quelques variétés s'acheminent vers les roches basiques par l'apparition de Pyroxène cristallisé.

D. *Diorite quartzifère.* — Les Diorites sont des roches basiques dont il sera question plus bas. Elles sont formées par l'association granitique de Plagioclase et d'Amphibole, mais on trouve, notamment en Bretagne, une roche qui a la composition des Diorites et qui contient de la Silice libre sous forme de cristaux de Quartz, en proportion assez forte pour rentrer dans la catégorie des roches neutres. On décrit aussi une roche du Tyrol, la *Tonalite*, qui contient 67 pour 100 de silice et qui est une Diorite quartzifère.

E. *Kersanton.* — Le Kersanton est une roche d'un vert foncé abondante aux environs de Brest, sa texture est granitoïde et comprend un Mica magnésien et un Plagioclase comme minéraux essentiels, cimentés par une pâte de fins cristaux de Plagioclase. Le Quartz granulitique, l'Orthose, l'Amphibole et le Pyroxène figurent comme minéraux accessoires.

F. *Dacite.* — Les roches neutres holocristallines et porphyroïdes sont représentées surtout par les Dacites, roches qui se rapprochent des Andésites (voir p. 415), à tel point qu'on les a décrits comme des Andésites quartzifères. Leur composition normale montre une pâte de cristaux d'Oligoclase avec sphérolithes et traînées pétrosiliceuses, dans laquelle se montrent des cristaux de Quartz pyramidé, d'Andésine, de Pyroxène, de Mica noir et de Plagioclase.

G. *Microgranulites basiques.* — Les Dacites ne sont pas les seules roches holocristallines porphyroïdes neutres; il existe une variété d'Orthophyres qui vont être décrits dans un moment, dont la pâte est microgranulitique et qui forment des roches porphyroïdes très nettes. Ce sont les Microgranulites basiques (Michel Lévy).

Roches hypocristallines. — Nous diviserons les roches neutres hypocristallines en deux groupes, suivant que la pâte microlithique est exclusivement cristalline (groupe porphyritique), ou pourvue de matière amorphe (groupe trachytique).

A. *Groupe porphyritique.* — 1° *Orthophyres.* — Les orthophyres, qu'on décrit souvent sous le nom de *Porphyres syénitiques*, sont des syénites à texture porphyroïde (1). Leur caractère essentiel est la prédominance du Feldspath, aussi bien dans la pâte, souvent holocristalline, que dans les cristaux macroscopiques. Les autres éléments sont ceux des Syénites et des Ortholites. Dans certains cas, la pâte renferme de la Silice libre en cristaux de quartz (Porphyres bruns des Vosges, Porphyres noirs du Morvan). On trouve en Norvège un Orthophyre à pâte brune formée de cristaux aciculaires de Feldspath sans éléments amorphes; sur la pâte, se détachent des cristaux d'Anorthose, de Pyroxène et de Mica. L'Anorthose contient des inclusions d'Olivine, d'Augite et d'Apatite. La teneur en silice de cet Orthophyre le rapproche des roches basiques; il est désigné par les auteurs allemands sous le nom de *Rhombenporphyr* (Rosenbusch).

Quelques Orthophyres du Tyrol renferment en pâte et en cristaux microscopiques de l'Orthose et une variété de Néphéline, la Liébenérite. Ces roches sont regardées par les auteurs allemands comme les équivalents porphyriques des Syénites éléolitiques.

(1) La désignation d'orthophyre est adoptée par le service de la carte géologique de France.

2° *Porphyrites.* — On désigne sous le nom de *Porphyrites* beaucoup de roches neutres porphyroïdes. Ce qui les distingue des Orthophyres, c'est l'apparition de l'élément amorphe et l'accentuation nette de la texture fluidale. Elles renferment comme éléments essentiels un Pyroxène, ou une Amphibole, associé à un Plagioclase, la teneur en Silice est variable (55 à 68 pour 100), aussi le Quartz ne peut-il être considéré que comme un élément secondaire de ces roches.

C'est aux Porphyrites proprement dites qu'appartient le porphyre rouge antique du Djebel-Dokhan (Égypte), composé d'une pâte d'un rouge sang, sur laquelle se détachent des cristaux de Hornblende, d'Apatite et de Plagioclase.

Une autre variété de Porphyrite est la Porphyrite micacée dans laquelle le Mica s'est substitué au Pyroxène et à l'Amphibole. Beaucoup de ces roches sont basiques, mais le microscope et l'analyse chimique ont montré que quelques-unes sont neutres et très voisines des roches acides.

B. *Groupe trachytique.* — 1° *Trachytes.* — On désigne sous ce nom des roches volcaniques caractérisées par leur rudesse au toucher. Cette texture résulte de leur constitution. Ils sont remplis de petites cavités sur les parois desquelles les pointes des microlithes font saillie. La matière amorphe qui accompagne ces microlithes est assez bien développée.

On a désigné longtemps sous le nom de *Trachytes* des roches rudes au toucher et qui représentaient la partie légère des laves dont les Basaltes, que nous décrirons plus loin, forment la partie lourde. Aujourd'hui, le nom de *Trachyte* est réservé à celles de ces roches dans lesquelles domine la Sanidine (Orthose à éclat vitreux). Ce caractère et celui de la rudesse au toucher n'ont, il faut le reconnaître, rien de typique. Aussi est-il souvent difficile de distinguer un Trachyte d'un Orthophyre, et les Anglais appellent fréquemment *Trachytes* des roches que nous nommons *Orthophyres*, à seule fin de conserver le nom de *Trachyte* à des roches dont l'épanchement date au plus de l'ère tertiaire.

Un élément fréquent dans les Trachytes est la Tridymite, variété de Silice qui a la densité du quartz fondu. Elle s'associe à l'Opale pour remplir les vides de la roche. Au Mexique, ces vides contiennent parfois de magnifiques cristaux de Topaze dont la présence apporte un nouvel argument à la théorie selon laquelle les dissolvants chimiques auraient joué un rôle de grande importance dans l'émission des roches éruptives.

Les Trachytes, définis comme nous venons de le faire, sont constitués par une pâte grise, rude et caverneuse, de texture microlithique, dans laquelle sont disséminés de gros cristaux de Sanidine, et d'autres plus petits de Plagioclase, de Pyroxène, de Mica noir ou de Hornblende. La pâte microlithique est composée de Feldspath et d'Amphibole; la Magnétite, l'Apatite et la Tridymite y sont abondants.

Le Trachyte du Puy-de-Dôme, ou *Domite*, est très poreux et rempli de Tridymite, on y trouve les mêmes cristaux que dans les autres roches du même groupe, la pâte microlithique contient de l'Oligiste, les microlithes sont surtout l'Amphibole, la Biotite, le Sphène, le Pyroxène et l'Apatite; la matière amorphe abonde.

2° *Andésites*. — Beaucoup de Trachytes des auteurs anciens sont rangés aujourd'hui dans les Andésites, roches porphyroïdes où le Plagioclase domine. On ne s'accorde pas sur la nature de celui-ci : pour les uns, c'est une espèce spéciale, l'Andésite ; pour les autres, de l'Oligoclase altéré. Quoi qu'il en soit, ce Plagioclase est riche en inclusions vitreuses. Il s'y ajoute du Pyroxène, de la Biotite, de l'Amphibole, noyés dans une pâte microlithique de Feldspath ou d'Augite. La matière amorphe existe souvent sans pouvoir être regardée comme caractéristique. Les minéraux accessoires sont nombreux : Tridymite, Sphène, Zircon, Grenat, Olivine, etc.

On peut distinguer plusieurs variétés d'Andésites.

Les premières ne renferment pas de Pyroxène, mais de la Biotite et de la Hornblende. Ce sont les Andésites à Mica et à Amphibole. On les rencontre en Auvergne (Mont-Dore, laves

du Lioran), dans le Var, en Californie, à Ténériffe, dans les Andes.

D'autres contiennent peu ou pas d'Amphibole et de Mica, mais de l'Augite, ce sont les Andésites à Augite (lave de Volvic, lave de Santorin, Andes, Mexique, Java).

D'autres enfin contiennent un Pyroxène différent de l'Augite : l'Hypersthène, l'Enstatite, la Bronzite (Transylvanie, Andes méridionales, Santorin).

Enfin, une Andésite, à Haüyne, forme les pentes septentrionales et orientales du Mont-Dore.

3° *Phonolite.* — C'est une roche qui joue vis-à-vis des Trachytes le rôle de la Syénite éléolitique vis-à-vis de la Syénite vraie (Fouqué et Michel Lévy). Elle est caractérisée par l'association de la Sanidine avec la Néphéline ou la Leucite. Ce qui conduit à considérer deux variétés :

La première et la plus commune est la Phonolite à Néphéline. Ce minéral s'y montre accompagné de Sanidine, d'Augite ou de Hornblende, de Sphène, d'Apatite et de Magnésite; la pâte, microlithique, est formée de Néphéline, d'Augite, d'Orthose et parfois aussi d'Oligoclase. La roche semble compacte à l'œil nu, elle a une teinte verdâtre et un éclat gras (Mont-Dore). Elle accuse une tendance marquée à se diviser en plaquettes et rend, sous le marteau, un son clair. Dans quelques Phonolites à Néphéline, le minéral dominant de la pâte est la Sanidine. Elles sont de couleur claire, n'ont pas l'éclat gras ; comme les Trachytes, elles sont remplies de cavités. Au microscope, la texture de la pâte est fluidale (Phonolites du Cantal).

La seconde variété, qu'on trouve aux environs de Rome, est la Phonolite à Leucite, formée surtout de Leucite et de Sanidine.

Roches vitreuses. — Les roches neutres vitreuses sont de trois sortes : les unes se rapprochent des Trachytes, les autres des Andésites, les troisièmes des Phonolites. Elles diffèrent des Liparoponces et des Liparobsidiennes par leur moindre teneur en Silice. Ce sont les Hyalotrachytes, les

Hyaloandésites et les Hyalophonolites. On peut y distinguer des Obsidiennes et des Ponces.

L'Obsidienne andésitique, ou verre des volcans, est, de toutes les roches, celle qui contient le moins de matière cristalline. On n'y trouve jamais de Quartz, mais seulement de la Sanidine; elle renferme beaucoup de cristallites. La masse amorphe contient des alignements de microlithes pyroxéniques qui attestent la texture fluidale. Quelques-unes sont très poreuses.

III. *Roches basiques.* — Les roches basiques sont caractérisées par la cristallisation plus ou moins accusée de la pâte, les types vitreux sont rares.

A. *Roches holocristallines.* — 1° *Diorites.* — Les Diorites sont des roches formées par l'association granitoïde d'un Plagioclase avec la Hornblende ou la Biotite, quelquefois l'Orthose remplace le Plagioclase, ce qui établit un terme de passage vers les Syénites; le Quartz existe aussi quelquefois.

Les Diorites vraies, ou Diorites à Amphibole, se divisent en deux variétés, suivant que le Plagioclase est d'une part l'Oligoclase ou l'Andésine; d'autre part, le Labrador. Il existe aussi des Diorites micacées et des Diorites pyroxéniques.

La Diorite de Sartène (Corse), nommée aussi *Diorite orbiculaire*, *Corsite* ou *Napoléonite*, présente une disposition sphéroïdale remarquable qui la fait rechercher pour l'ornementation. Les portions sphériques sont formées de zones radiées exclusivement composées par de fines aiguilles de Feldspath et séparées les unes des autres par des zones de Hornblende associée quelquefois à un Pyroxène.

2° *Diabases.* — Dans ces roches, le Plagioclase et l'Augite sont associés suivant le type granitoïde, ou suivant le type ophitique. Le grain de la roche est beaucoup plus fin que celui des Diorites, et souvent les Diabases semblent compactes.

Il y a trois variétés de Diabases, suivant que l'Oligoclase, le Labrador ou l'Anorthite domine. Beaucoup de roches

vertes, souvent données pour des Diorites, sont des Diabases. Elles sont très fréquentes en Bretagne (Barrois).

3° *Dolérite.* — Haüy a donné le nom de *Dolérite* à une roche que l'on confond souvent avec les Diorites, et qui est une Diabase plus récente que les Diabases proprement dites. C'est un mélange granitoïde, ou ophitique de Plagioclase (Oligoclase ou Labrador) et d'Augite. L'Olivine y est assez peu fréquente, et sa rareté rend la roche plus acide que les Basaltes, dont elle se rapproche par de nombreuses formes de passage et dont elle forme, si l'on veut, le type granitoïde. D'autre part, on connaît des Dolérites renfermant assez de matière non cristallisée pour représenter un terme de passage entre l'état holocristallin et l'état hypocristallin. En général, le grain des Dolérites est moins fin que celui des Diabases, ce qui rend la confusion avec les Diorites plus probable.

4° *Gabbros.* — Association granitoïde, totalement dépourvue de matière amorphe, entre la Diallage et le Plagioclase. La Diallage étant un minéral très voisin des Pyroxènes, les Gabbros doivent être considérés comme une variété de Diabases. La Diallage se transforme souvent en une variété d'Amphibole d'un vert clair (Smaragdite), de même que l'altération du Plagioclase donne un minéral complexe, la Saussurite. Le grain des Gabbros est toujours assez gros ; un bon exemple en est fourni par l'*Euphotide* du mont Genèvre, composée par l'association granitoïde de la Saussurite et de la Smaragdite, ce qui produit deux nuances de vert, souvent utilisées pour l'ornementation. Sur les bords de ses coulées, l'Euphotide se transforme en Variolite, roche qui sera étudiée un peu plus loin.

5° *Norite.* — Lorsque, au lieu de s'associer avec l'Augite, le Plagioclase s'unit à un Pyroxène rhombique, comme l'Hypersthène ou l'Enstatite, la roche est une Norite. C'est une roche très nettement granitoïde, dans laquelle le Plagioclase est soit du Labrador, soit de l'Anorthite; de là deux variétés de Norite.

6° *Diabases et Gabbros à olivine.* — Ces roches ont la composition des Diabases et des Gabbros, seulement l'Olivine y apparaît comme élément prédominant. En général, le Feldspath y est transformé en Saussurite, et la Smaragdite s'y développe largement.

7° *Péridotites.* — Toutes les roches granitoïdes, riches en olivine et dépourvues de Feldspath, sont des *Péridotites.* Il faut distinguer :

a) Les *Picrites*, formées d'Olivine et d'Augite. Ce sont des Diabases à Olivine dépourvues de Feldspath. Quand l'Amphibole se substitue à l'Augite, la roche est une Picrite amphibolique.

b) Les *Lherzolites*, agrégat granitoïde de Péridot incolore, de Pyroxène verdâtre et d'Enstatite brun; on y trouve aussi du Fer chromé.

c) Les *Dunites*, composées de Peridot et de Fer chromé.

8° *Serpentines.* — Dans la plupart des Péridotites, le Péridot et l'Enstatite se transforment en un minéral vert, la Serpentine. De là toute une série de roches, chacune correspondant à une variété de Péridotite et qu'on nomme les *Serpentines.*

9° *Ophites.* — L'Ophite est caractérisée par la présence de la Diallage, ou du Pyroxène, uni à un Plagioclase en cristaux allongés (Oligoclase ou Labrador), l'ensemble a la texture ophitique intermédiaire entre la texture granitoïde et la texture porphyroïde (Michel Lévy). L'Augite, l'Amphibole, ainsi que l'Épidote et la Chlorite et un peu de Quartz se montrent fréquemment dans les Ophites.

Très souvent, on a décrit, sous le nom d'*Ophites*, des Diabases à texture ophitique, dans lesquelles le Pyroxène se transforme en Amphibole. Ces roches sont fréquentes dans les Pyrénées, où elles étaient considérées comme datant de l'ère tertiaire. Il est démontré aujourd'hui qu'elles sont beaucoup plus anciennes.

B. *Roches hypocristallines.* — Les roches basiques hypocristallines présentent toujours la texture microlithique.

Leur couleur est un vert plus foncé que celui des roches holocristallines, et allant jusqu'au noir. L'apparence est celle d'un Porphyre ou celle d'une roche aphanitique, c'est-à-dire dans laquelle le grain de la pâte n'est pas reconnaissable sans le secours du microscope. Cette remarque permet de distinguer deux groupes principaux : 1° celui des roches porphyriques (groupe porphyritique), et 2° celui des roches aphanitiques (groupe basaltique) ; un troisième groupe est formé par la Variolite à texture sphérolithique (groupe variolitique).

Groupe porphyritique. — Les Porphyrites micacées du groupe neutre engendrent des roches basiques, par abaissement progressif de leur teneur en Silice. Ces roches basiques sont décrites sous le nom de *Trapps* et de *Basanites*.

On reconnaît dans les Trapps des cristaux d'Augite noyés dans une pâte microlithique de Feldspath et de Mica noir, additionné d'un peu de matière amorphe. Les types les plus basiques (roche noire de l'Allier, Trapp de Commentry, etc.) sont très voisins des basaltes (Michel Lévy).

Les Basanites sont des Porphyrites basiques, micacées et augitiques. Leur pâte renferme des microlithes de Labrador et d'Augite avec des cristaux de même nature. Ces roches sont plus basiques que les Trapps.

On doit ranger dans le même groupe des Diabases à texture porphyrique nommées par les pétrographes allemands *Porphyres diabasiques*. Leur composition comprend d'assez grands cristaux de Labrador et d'Augite dans une pâte granulitique de Feldspath et d'Augite.

A côté de ces roches, il convient de placer les Porphyres labradoriques, dans lesquels les cristaux blancs de Labrador se détachent sur une pâte compacte, verdâtre ou brunâtre, composée de microlithes augitiques et feldspathiques avec une petite quantité de matière amorphe. Le *Porphyre vert antique* de Morée est un très bon type de Porphyre labradorique. On retrouve des roches semblables dans la Haute-Saône, dans les Vosges, etc. Elie de Beaumont leur donnait

le nom de *Mélaphyres*, que l'on réserve aujourd'hui pour des roches du deuxième groupe.

Les Porphyres augitiques sont des roches de couleur noire, dans lesquelles les cristaux d'Augite et de Plagioclase avec Olivine, Apatite et Magnétite, sont épars dans une pâte microlithique de Feldspath et d'Augite, et cimentés par un peu de matière vitreuse.

Tous ces Porphyres sont remarquables par les inclusions vitreuses qui abondent dans toutes les catégories de cristaux.

On peut remplacer les noms de *Porphyres diabasiques*, *Porphyres labradoriques*, etc., par ceux de *Diabasophyres*, *Labradophyres*, *Augitophyres* (A. de Lapparent).

On donne le nom de *Spilites* à des Augitophyres remarquables par leur structure amygdaloïde. Les pores en sont remplis par des cristaux de carbonates et de minéraux, tels que la Chlorite. Les microlithes de Feldspath et d'Augite sont quelquefois alignés, esquissant ainsi la texture fluidale; d'autres fois, ils sont sphériques. La matière non cristallisée n'est pas toujours visible.

Groupe basaltique. — Le grain de la pâte est, dans les roches basaltiques, impossible à distinguer sans l'aide du microscope. D'une façon générale, on peut dire que ces roches contiennent de l'Augite, du Péridot et presque constamment un Feldspath.

1° *Mélaphyres.* — Ces roches apparaissent compactes à l'œil nu, leur cassure est mate et leur nuance foncée. Leur composition essentielle comporte un Plagioclase, le Péridot, l'Augite, avec l'Apatite et la Magnétite cristallisés dans une pâte très abondante, formée par une matière amorphe partiellement dévitrifiée et par des microlithes augitiques et feldspathiques, très souvent alignés selon la texture fluidale. Les éléments accessoires les plus fréquents sont la Calcédoine et la Chlorite. Quand le Plagioclase cristallisé est le Labrador, les microlithes sont de l'Oligoclase; mais quand les microlithes sont labradoriques, le Plagioclase cristallisé est de l'Anorthite.

Certains Mélaphyres ont la texture ophitique, la pâte est cristallisée presque totalement, et les cristaux microscopiques sont l'Olivine et l'Enstatite (Mélaphyres de la Serre). D'autres sont pauvres en Olivine, comme ceux du Harz et de la Silésie. Ceux des Vosges sont, au contraire, très riches en Péridot, et, dans certains types, la Biotite remplace l'Olivine. Les Mélaphyres du Tyrol sont pauvres en matière vitreuse.

2° *Basaltes.* — Les Basaltes sont des roches noires ayant la texture et la composition des Mélaphyres, mais sensiblement plus basiques, leur teneur en Silice varie de 42 à 54 pour 100, celle des Mélaphyres est comprise entre 53 et 56 pour 100.

Les cristaux qu'on trouve dans les basaltes sont : l'Anorthite ou le Labrador, l'Augite, la Hornblende, l'Olivine, et accessoirement le Zircon et l'Apatite.

On peut distinguer, suivant la nature du Plagioclase, deux variétés principales de Basaltes : Basaltes à Anorthite et Basaltes à Labrador (Fouqué et Michel Lévy).

La texture microlithique est parfois très accusée, et la pâte vitreuse permet de discerner la texture fluidale. Comme les éléments minéraux du Basalte cristallisent facilement, les variétés à pâte exclusivement vitreuse sont beaucoup plus rares que les types à pâte microcristalline.

Une particularité importante du Basalte est la tendance de ses coulées à prendre, en se refroidissant, la forme de prismes hexagonaux dont les axes sont perpendiculaires aux surfaces de refroidissement. Ces prismes forment souvent de belles colonnades naturelles, comme celles de l'îlot de Staffa, dans les Hébrides, les orgues de Murat et de Saint-Flour en France (Cantal).

3° *Leucitites.* — Les Leucitites sont des Basaltes à Leucite (minéral différent, mais voisin des Feldspaths) dans lesquels le Péridot peut manquer, mais où l'Augite, la Leucite, la Néphéline, ont cristallisé dans une pâte microlithique de ces mêmes cristaux auxquels s'adjoint l'Apatite et, quelque-

fois, le Sphène. La teneur de ces roches en silice est 43 à 45 pour 100.

4° *Néphélinite.* — Lorsque la Néphéline domine, la roche est un Basalte à Néphéline ou Néphélinite, qui a la même composition que les Leucitites, mais est plus pauvre en silice.

5° *Augitite.* — Ce sont des roches où l'élément feldspathique fait complètement défaut, l'Olivine y est rare. Des cristaux d'Augite et de Magnétite sont dispersés dans une pâte microlithique de même nature et contenant une forte proportion de matière amorphe vitreuse.

6° *Labradorites.* — Les laves de Santorin, décrites sous le nom de *Trapps*, et celles de l'Etna, sont des roches basaltiques formées d'une pâte vitreuse entourant des cristaux et des microlithes de Labrador, d'Augite, de Magnétite et d'Anorthite. La rareté du Péridot les éloigne des Basaltes; elles diffèrent des Leucitites et des Néphélinites par l'absence de Néphéline et de Leucite. On les décrit sous le nom de *Labradorites* (Fouqué et Michel Lévy).

Groupe variolitique. — Ce groupe ne renferme qu'une roche, la Variolite, qui n'est peut-être qu'une modification des Euphotides. La roche est formée d'une pâte d'un vert sombre, à texture fluidale, dans laquelle sont disséminés de gros sphérolithes composés de cristaux fibreux d'Oligoclase, de cristaux granuleux de Pyroxène et de cristaux lamelleux d'Actinote. D'après M. Michel Lévy, cette roche est le terme vitreux de la série des Euphotides, on ne la trouve qu'au bord des épanchements de celles-ci. Ainsi, au Mont-Genèvre, un puissant filon d'Euphotide a pour salbande une masse de Variolite qui, roulée par les eaux de la Durance, forme les galets arrondis charriés par ce torrent.

C. *Roches vitreuses.* — L'état vitreux des basaltes à Péridot est représenté par des verres naturels hydratés dont les caractères microscopiques sont ceux des Obsidiennes. On les désigne sous le nom de *Hyalobasaltes*. On connaît aussi une roche vitreuse formée d'une pâte homogène amorphe avec grains microscopiques de Plagioclase, d'Olivine et de

Magnétite, qui joue vis-à-vis des Mélaphyres le rôle des Résinites vis-à-vis des roches acides ; on lui donne le nom de *Résinite mélaphyrique*.

ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES. — Ces roches, qui servent de base à la série sédimentaire, sont à la fois cristallines et stratiformes. Beaucoup d'auteurs les considèrent comme le produit de la solidification première de la surface du noyau igné. Ces éléments de l'écorce terrestre ne diffèrent pas des roches métamorphiques engendrées par la transformation des roches sédimentaires au contact des coulées éruptives. Comme on ne possède actuellement aucune méthode pour distinguer les unes des autres, il est convenable, vu leur ressemblance, de les décrire ensemble.

1° *Gneiss.* — On définit le Gneiss un agrégat des éléments du Granite à texture rubanée. Il ne se distingue de la roche éruptive que par le parallélisme des lames micacées et par l'allongement lenticulaire des grains de Quartz. Il est entièrement cristallin et ne renferme aucun élément que l'on doive regarder comme détritique. Le Quartz y contient des inclusions liquides qui sont, en général, des solutions aqueuses de sulfates, ou de chlorures.

Les lamelles de Mica ne présentent presque jamais de contours régulièrement hexagonaux.

On y trouve comme minéraux accessoires : le Sphène, la Tourmaline, le Grenat, l'Oligiste et l'Epidote.

Souvent l'orientation des éléments caractéristiques des Gneiss gris est à peine discernable et la roche est très difficile à distinguer du granite. Cette variété, dite *Gneiss granitoïde*, se rencontre toujours dans les couches profondes des formations archéennes ; elle établit probablement la transition entre l'écorce solide et les matières internes.

Les variétés de Gneiss sont assez nombreuses. Les principales sont les suivantes : Gneiss glanduleux ou œillé, dans lequel le Quartz et l'élément feldspathique se concentrent en amas lenticulaires ; le Gneiss fibreux, dans lequel les cristaux

de Feldspath s'allongent en forme de fibres; les Gneiss chloriteux et amphiboliques, dans lesquels le mica est remplacé par la Chlorite et la Hornblende. Le Gneiss chloriteux rappelle la Protogine.

Quand le Graphite est abondant (il figure souvent comme minéral accessoire), le Gneiss devient graphiteux.

Les Gneiss rouges du Morvan, d'Auvergne, de Saxe, sont probablement des roches métamorphiques résultant de l'action de Granulites épanchées à travers un Gneiss ou un Micaschiste (voir 2°) plus ancien (Michel Lévy).

2° *Micaschistes.* — Les Micaschistes sont des roches formées de zones alternantes de Biotite et de Quartz, celui-ci lenticulaire, et très riches en minéraux de métamorphisme : Grenat, Disthène, Staurotide, Tourmaline, Epidote. Les Micaschistes sont souvent riches en graphite. Quand le Feldspath apparaît, le Micaschiste devient impossible à distinguer du Gneiss, et si le Mica disparaît, il se rapproche d'une autre roche cristallophyllienne ou métamorphique, le Quartzite.

Quelquefois, le Mica est remplacé par des paillettes de Graphite ou d'Oligiste. Plus fréquemment, c'est l'Amphibole qui remplace le Mica, et la roche, qui contient une certaine proportion de Feldspath, devient un Amphiboloschiste. Si le Quartz d'un Amphiboloschiste disparaît, il devient une Amphibolite. Si la Chlorite devient l'élément dominant, la roche est devenue un Chloritoschiste, qui contient toujours du Quartz et du Feldspath, avec, dans certains cas, assez de Magnétite pour constituer un minerai de Fer. Les *Schistes à Séricite* sont des Chloritoschistes où la Séricite remplace la Chlorite. Ce sont des roches luisantes à éclat satiné.

Dans toutes ces roches, le Grenat, la Staurotide et le Disthène abondent.

3° *Leptynite.*— La Leptynite peut être définie un Gneiss à grain fin dépourvu de Mica. Toutefois, le Quartz y est granulitique, ce qui permet, lorsqu'elle se charge de Mica, par

contact avec un Granite, ou une Granulite, de la distinguer des Gneiss.

La Leptynite contient souvent du Grenat en petits cristaux roses, qui ressortent sur la masse blanche de la roche.

Quelquefois, elle se charge de Diallage et constitue une roche foncée à grain fin, d'aspect compact, que le microscope décèle comme schistoïde, en montrant l'alignement des minéraux.

4° *Pyroxénite*. — La Pyroxénite est probablement une roche métamorphique qu'on trouve intercalée aux Gneiss, en Bretagne, par exemple. Leur composition comprend un Plagioclase associé à un Pyroxène, très voisin de la Diallage. Dans la Pyroxénite de Roguédas (près de Vannes), l'Actinote domine; il en résulte une roche verte, compacte et dure, que les anciens habitants du pays ont utilisée pour fabriquer des armes décrites comme haches en Jade.

5° *Cipolins*. — Ce sont des Calcaires cristallins comme les marbres. Seulement, ils sont micacés ou chloriteux, et les minéraux s'alignent en bandes régulières comme dans les Gneiss. On les trouve toujours intercalés en vastes masses lenticulaires, au milieu de ces derniers. Ils résultent peut-être d'une action métamorphique, peut-être aussi d'une concentration moléculaire du Calcaire par une cause inconnue. En effet, un assez grand nombre de Gneiss, ceux des Alpes entre autres, renferment des éléments calcaires discernables au microscope seulement. Il est donc possible que le Calcaire se soit anciennement séparé de lui; ce qui corrobore cette hypothèse, c'est qu'on connaît des gîtes de Cipolin où toutes les transitions existent entre cette roche et le Gneiss encaissant (gîtes du Simplon).

Il existe des Cipolins qui sont chargés de carbonate magnésien en proportion assez forte pour constituer une Dolomie. Ce sont des roches blanches, cristallines, riches en minéraux de métamorphisme.

6° *Pétrosilex*. — C'est une roche très compacte qui ressemble à la Leptynite et est formée de Quartz et de Feldspath

en éléments alternants et diversement colorés. Les Pétrosilex prennent souvent un aspect corné qui leur a fait donner le nom de *Cornes*. Ces roches semblent résulter de l'action chimique des Diabases sur des Schistes anciens. Une Corne prend souvent l'aspect rubané et devient une Adinole, roche schisteuse métamorphisée par les Diabases, et se chargeant quelquefois de Feldspath. La présence du Pyroxène, ou de l'Amphibole, les rapproche des Amphibolites et des Pyroxénites.

7° *Quartzite*. — Un Quartzite est formé par l'union compacte de débris de Quartz en grains irréguliers ou en cristaux. Il y a des Quartzites qui renferment des lamelles de Mica et deviennent schisteux, d'autres sont schisteux sans contenir de Mica. Cette apparence est due à l'alignement des grains de Quartz qui se colorent de différentes manières.

Enfin, quelques Quartzites renferment de gros cristaux de Quartz et de Feldspath épars dans une masse de petits grains quartzeux qui prend l'apparence d'une pâte, la roche paraît alors porphyroïde.

8° *Phyllades*. — Les Phyllades ont une origine évidemment clastique. Ce sont des Schistes durs d'un gris noir passant parfois au vert. Ils ont l'éclat micacé et se composent de débris de Quartz mêlés à des paillettes microscopiques d'un Mica, qui est la Biotite, la Séricite ou la Chlorite. De fines veines de Quartz parcourent la roche, qui contient presque toujours en grande abondance du silicate d'Aluminium (de là le nom d'*Argilite*).

Les Phyllades ont une tendance marquée à se diviser en plaquettes. Quand celles-ci sont minces et que la roche est très compacte, les Phyllades deviennent des Ardoises, et lorsque le Quartz domine, elles deviennent des Quartzophyllades parfois très riches en Oligiste. Le grain des Quartzophyllades devient dans certains cas très fin, de petits cristaux de Grenat et d'autres minéraux de métamorphisme s'y développent et leur donnent de la dureté. Ce sont des Novaculites ou Schistes novaculaires.

Le contact des Granulites développe souvent du Mica dans les Phyllades, qui deviennent identiques avec les Gneiss granulitiques; mais on peut suivre sur place la transformation à partir du Schiste primitif. L'influence des Granulites a pu s'exercer de deux manières : tantôt directement, la roche éruptive étant injectée entre les feuillets de la roche sédimentaire; tantôt indirectement, la Granulite n'agissant que par les vapeurs qui se dégageaient de sa masse. Les silicates d'Aluminium sont alors cristallisés dans les schistes, sous forme de Chiastolite ou Mâcle, et les schistes sont dits *maclifères*.

9° *Porphyroïdes.* — On trouve dans la vallée de la Meuse, à Mairus, près de Laifont, l'affleurement d'une roche porphyrique très remarquable. Dans une pâte bleue se montrent des cristaux de quartz transparent, lui-même bleuâtre, et de gros cristaux d'Orthose entourée de fines traînées d'Oligoclase. La pâte contient du Mica, de la Chlorite, de la Séricite, de la Pyrite, etc. La roche est d'une dureté remarquable. On en retrouve de pareilles dans d'autres points de l'Ardenne et dans le Harz, où elles sont incontestablement détritiques; à Mairus, on rencontre un Schiste bien caractérisé qui contient de gros cristaux d'Orthose et de Quartz bleu identiques à ceux de la Porphyroïde. Il semble que cette curieuse roche soit le résultat du métamorphisme produit par l'injection d'éléments granitiques entre les feuillets du Schiste. C'est l'opinion professée par MM. Lossen, Lehmann, Barrois et Michel Lévy; elle est combattue par M. Rosenbusch, qui voit dans les Porphyroïdes le résultat d'une action dynamométamorphique sur des roches sédimentaires.

Roches exogènes. — Avec les roches exogènes, nous revenons à l'étude des terrains sédimentaires dont l'examen des roches éruptives nous avait un peu écarté.

Les roches exogènes ne renferment pas de matières minérales autres que les matériaux des formations d'origine interne.

Elles peuvent tirer leur origine de trois causes : 1° elles résultent d'une action mécanique comme le dépôt, sous l'influence de la pesanteur des débris arrachés par les eaux à la terre ferme ; ce sont les roches ou dépôts détritiques, clastiques ou sédimentaires ; 2° elles dérivent de réactions chimiques plus ou moins complexes ; ce sont les roches ou dépôts chimiques ; 3° elles proviennent de l'activité actuelle ou passée d'êtres organisés ; ce sont les roches des dépôts organiques.

I. Roches détritiques. — Dans les premières pages de ce chapitre, il a été suffisamment question du mode de formation des strates pour qu'il soit utile d'y revenir ici. Nous les diviserons en deux classes faciles à distinguer l'une de l'autre : les dépôts arénacés, au grain toujours discernable, et les dépôts argileux, résultant de l'agglutination de vases impalpables et dont le grain est invisible. En outre, les dépôts arénacés sont, le plus souvent, siliceux, parce que la division des fragments de Quartz et de Silex est rapidement atteinte, tandis que les conditions de formation des dépôts argileux sont plus facilement réalisées par les calcaires et les silicates d'Aluminium.

Les dépôts arénacés correspondent toujours, dans les formations marines, à des dépôts littoraux, tandis que les roches argileuses se formaient à des profondeurs telles, que l'agitation des vagues ne s'y faisait plus sentir ; ce sont donc des dépôts plutôt pélagiques que côtiers.

a) *Roches arénacées.* — Les roches arénacées sont tantôt meubles, tantôt agglomérées.

Les roches meubles sont des sables, des graviers, des galets ; l'élément dominant est le Quartz, ainsi que les minéraux durs, comme le Corindon, le Grenat, le Magnetite. Les sables grossiers, les graviers et les galets sont toujours arrondis par le frottement ; ils ont été longtemps roulés, mais dans les sables fins, les particules sont souvent anguleuses, cela est dû à ce que leur finesse était telle qu'elles ont pu

rester longtemps suspendues dans l'eau sans être frottées les unes contre les autres. Seuls, des formations meubles à gros grain, les dépôts des anciennes moraines restent anguleux; c'est à cette forme qu'on les reconnaît, ainsi qu'à la boue qui les sépare, boue rougeâtre à la surface exposée à l'air, grise dans la profondeur.

Les roches agglomérées sont plus abondantes que les roches meubles, parce que ces dernières, sans cesse parcourues par des eaux d'infiltration, ont eu leurs particules soudées par des ciments, calcaires, siliceux ou ferrugineux.

On distingue les roches agglomérées suivant qu'elles sont à grain grossier (Conglomérats) ou à grain fin (Grès).

D'une façon générale, un Conglomérat est une roche formée de fragments réunis par un ciment. Si les fragments sont anguleux, le Conglomérat est une Brèche; s'ils sont arrondis, c'est un Poudingue.

Quand un Poudingue est formé de cailloux calcaires, on y observe souvent le phénomène des galets impressionnés; de deux galets en contact, ou frottés l'un contre l'autre, le plus dur a pénétré l'autre, en y laissant une impression plus ou moins profonde.

Un Grès est une roche qui résulte de l'agglomération d'un sable par un ciment. On distingue les principales variétés suivantes :

Le Grès quartzeux est formé de grains de quartz de faibles dimensions reliés par un ciment siliceux. Ils sont cohérents, friables, fins ou grossiers. Certains Grès quartzeux sont assez fortement agglomérés pour que leur cassure paraisse homogène; ils ont généralement un éclat satiné, et on leur donne le nom de *Grès lustrés;* ils peuvent se confondre avec les Quartzites, ou encore avec les Phthanites, Schistes noirs très chargés de silice, et se laissant diviser en plaquettes.

Les Grès calcarifères sont des sables quartzeux cimentés par du carbonate de Calcium. Les Grès verts ont aussi un ciment calcaire dont la couleur est due à la Glauconie (hydro-silicate double de Fer et de Potassium). Les Grès ferru-

gineux ont leur grain agglutiné par l'oxyde de Fer hydraté. Les Grès psammites sont composés de grain fin de quartz réuni par un ciment argileux et micacé. Les Grauwackes sont des Schistes siliceux et calcaires, dans lesquels, par suite d'une décalcification et d'une oxydation, le carbonate de Calcium a disparu, laissant en place des cavités.

Les Arkoses sont des roches intermédiaires aux Grès et aux Conglomérats ; elles sont formées de grains de Quartz et de Feldspath, souvent associés à du Mica, de manière à former un Granite. On observe parfois des Arkoses dont le Feldspath se transforme en Kaolin (Métaxites).

b) *Roches argileuses*. — Ce sont des silicates d'Aluminium hydratés, mélangés de Quartz et de Mica, associés souvent à l'oxyde de Fer, à des matières charbonneuses ou à du Calcaire. En ce dernier cas, on donne au dépôt argileux le nom de *marne*.

Parmi les Argiles, les unes sont réfractaires (Kaolin, terre à pipe), les autres ont la propriété d'absorber les matières grasses (Argile smectique ou terre à foulon), les autres sont chargées d'oxyde de Fer (Ocres). Quelquefois, un ciment siliceux agglomère ces argiles en une roche dure (Jaspe); lorsque la Silice est à l'état gélatineux, c'est-à-dire soluble dans les alcalis, il en résulte une roche poreuse, la Gaize.

Le mélange d'Argile avec de fines particules de Quartz et de Fer hydroxydé est le Limon, qui devient du Loess quand il est chargé de calcaire.

Souvent, les éléments des Argiles sont régulièrement alignés (Argiles schisteuses). Dans les Argiles schisteuses des terrains disloqués, le métamorphisme a introduit de petits éléments cristallins dans la roche, qui devient dure et reste fissile; c'est un Schiste. Nous avons vu que les Ardoises et les Phyllades étaient des schistes fortement métamorphisés.

La propriété par laquelle un Schiste se laisse débiter en minces plaquettes (schistosité) est indépendante de la stratification. Bien que beaucoup d'entre eux doivent leur propriété aux circonstances mêmes du dépôt, il est certain que

les Ardoises des terrains anciens doivent, pour la plupart, leur schistosité à des efforts mécaniques ultérieurs. Dans ces cas, il faudra, pour apprécier la direction des strates, étudier avec soin les zones suivant lesquelles certaines propriétés de coloration, de dureté, de texture, se montreront constantes.

II. Roches chimiques. — Le plus important des phénomènes chimiques est celui de la conservation des restes organisés, ou fossilisation, que nous avons étudié plus haut.

Les roches d'origine exclusivement et indiscutablement chimique jouent, dans la structure de l'écorce solide, un rôle assez limité. Ce sont surtout : la Geysérite, résultant de la décomposition des silicates dissous dans l'eau des Geysers (v. p. 295); les Tufs et les Travertins, résultant de la précipitation du carbonate de Calcium dissous dans certaines eaux; les dépôts de Gypse et d'Anhydrite, résultat fréquent de l'action, sur des roches calcaires, d'émanations sulfurées.

La plupart de ces roches n'affectent presque jamais l'allure sédimentaire, mais la forme d'amas lenticulaires ou *concrétions*. Certaines concrétions siliceuses ou calcaires, abondantes dans les dépôts stratifiés, sont aussi des formations d'origine chimique. Elles résultent de la concentration, en certains points déterminés, d'une masse hétérogène d'éléments de même nature chimique. Cette concentration semble favorisée par la présence de corps organiques en voie de décomposition. A cet ordre de dépôts appartiennent les petites masses arrondies (nodules) fossilifères, que l'on rencontre fréquemment au milieu de Schistes calcarifères; les nodules de carbonate de Fer souvent concentrés autour de feuilles, ou d'autres débris végétaux (terrain carbonifèrien), et les Silex ménilites, agglomérations arrondies d'un silicate magnésien hydraté très riche en silice, et qui abondent dans certaines marnes. Les Silex noirs ou blonds de la Craie, et les Phtanites, Silex noirs du Calcaire carbonifère, ont une origine analogue.

III. **Roches organiques.** — Les dépôts organiques sont l'origine de deux catégories de roches : les Calcaires et les Combustibles.

1° *Calcaires.* — Les calcaires sont formés de carbonate de Calcium mélangé à des matières argileuses. Nous avons déjà traité la question des Calcaires coralliens, dont l'origine est indiscutablement organique; pour les autres, il est possible que des actions chimiques soient intervenues dans la formation de certains dépôts marins comme elles sont intervenues dans la formation des Travertins et des Tufs. Nous admettrons que les grandes masses calcaires des assises sédimentaires sont d'origine organique.

Le Calcaire peut avoir le grain fin, la cassure plane ou une grande dureté; c'est la pierre lithographique. Il peut aussi être terreux, grossier; il en existe qui sont oolithiques, et, dans ce cas, le grain de la roche est formé d'écailles concentriques enveloppant un grain de sable; si ce dernier n'existe plus, le grain oolithique est une sorte de cellule.

Le mélange du Calcaire avec l'argile donne la marne, qui peut fournir la chaux hydraulique, lorsqu'elle contient 10 pour 100 d'argile, et le ciment quand la proportion est plus élevée.

Certaines variétés de roches calcaires sont exclusivement formées de coquilles de petits Crustacés, ce sont des Lumachelles ; d'autres sont composées par l'agglomération d'articles de Crinoïdes et de baguettes d'Oursins, ce sont les Calcaires à eutroques.

Une variété importante de Calcaire est la Craie, roche blanche, friable et molle. Elle est formée de particules calcaires amorphes auxquelles s'associent les enveloppes calcaires ou siliceuses d'organismes inférieurs, les Foraminifères. On y observe aussi des fragments de coquilles de Mollusques, des organismes très analogues aux Rabdolithe, et aux Coccolithes des boues à Globigérines actuelles, des débris de Coralliaires, d'Échinodermes, de Spongiaires. Tous ces fragments sont disséminés sur une pâte formée de par-

ticules amorphes et de débris de Foraminifères. Plus ce ciment est développé, plus la Craie est fine. La Silice répandue dans cette roche s'est souvent concentrée en rognons noirs ou blonds autour de corps organiques en décomposition. Ces Silex se sont accumulés en cordons, suivant les plans de stratification. L'origine de cette Silice n'est pas bien connue; on admet, assez généralement, que les débris de Spongiaires et de Radiolaires contenaient une quantité suffisante de silice amorphe qui, déposée d'abord avec la craie, s'en est plus tard séparée par suite d'un phénomène, mal expliqué, de concentration moléculaire.

Il faut ajouter aussi qu'on rencontre fréquemment dans la Craie de la Pyrite en rognons à texture fibreuse, dont l'origine est moins expliquée encore que celle de la Silice.

Il semble, d'après sa constitution, que la Craie doit être regardée comme un dépôt calcaire dû à l'activité d'organismes inférieurs vivant dans des eaux, peut-être chaudes, assurément calmes, si l'on s'en rapporte au bon état de conservation des fossiles.

Il est rationnel d'admettre que les particules amorphes de carbonate de Calcium ont été précipitées par suite de la réaction du carbonate d'Ammonium sur les sels de Calcium dissous. Le carbonate d'Ammonium est, en effet, un des produits les plus abondants de la décomposition des matières organiques. On peut affirmer que le dépôt s'est opéré lentement, car on trouve souvent des tests d'Oursins qui ont servi de support à des coquilles de Brachiopodes sur lesquelles se sont développées des Serpules; cela indique que plusieurs générations d'animaux se sont succédé en un même point, avant que le dépôt, sur le fond de la mer, atteignît une épaisseur égale à la hauteur d'une coquille d'Oursin.

On trouve fréquemment de la Craie mouchetée de granules de Glauconie (voir p. 196) reproduisant souvent le moule interne d'une coquille de Foraminifère. Cette Craie est de la *Craie glauconieuse*. Quand elle se charge d'argile, la Craie est dite *marneuse*. Elle est appelée *Craie noduleuse*

quand elle présente, dans sa pâte molle, des concrétions dures. Ces concrétions sont formées soit par du carbonate de Magnésium, soit par du phosphate ou du fluophosphate de Calcium.

Les *Marbres* sont des calcaires qui ont cristallisé ; ils sont formés des cristaux granuleux de Calcite. L'addition de matières charbonneuses, d'oxydes métalliques, la présence de coquilles fossiles donnent naissance aux innombrables variétés de marbres.

Pour ne citer qu'un exemple, le marbre Griotte des Pyrénées est un calcaire cristallin rempli de Goniatites et accompagné d'un Schiste rouge qui a produit la coloration du calcaire ; ce dernier est vert dans le marbre Campan. Ces marbres sont d'âge dévonien.

Le marbre blanc de Carrare, d'âge liasique, est un calcaire cristallin très pur.

Quand le carbonate magnésien s'associe au carbonate de Calcium, la roche prend le nom de *Dolomie*. Un Calcaire contenant une faible proportion de Magnésium peut, avec le temps, devenir une Dolomie. Le carbonate de Calcium est, en effet, beaucoup plus soluble dans l'eau chargée d'anhydride carbonique que le carbonate de Magnésium. La roche ira donc en s'enrichissant en Magnésium jusqu'à former de la Dolomie. Ce fait a été observé dans certains atolls de l'océan Pacifique.

La Dolomie est rarement compacte et très souvent caverneuse ; souvent aussi, elle se réduit à l'air en un sable qui a l'apparence de la cendre. Les Dolomies du Tyrol forment des montagnes élevées, célèbres pour l'étrangeté de leurs formes. La roche est massive, grenue, cristalline, sans traces de stratification. Ces roches dérivent, d'après MM. Richthofen et Mojsisovics, de Calcaires coralliens, transformés peu à peu par des infiltrations magnésiennes. La densité de la Dolomie l'emportant sur celle du Calcaire, l'action chimique a amené une concentration de la roche accompagnée de la formation de druses tapissées de petits cristaux.

2° *Combustibles.* — Les combustibles minéraux sont la Tourbe dont il a déjà été question (voir p. 247 et suiv.), le Lignite, la Houille, l'Anthracite, dont nous avons dit un mot à propos des fossiles, et l'Ambre ou Succin, résine fossile dont les dépôts sont assez abondants sur les bords de la mer Baltique (époque oligocène ou fin de l'époque éocène).

Nous reviendrons sur la Houille et l'Anthracite lorsque nous étudierons la terre durant l'époque carboniférienne.

Le Lignite est très différent de la Houille et l'on ne connaît aucun moyen de le transformer en charbon de terre. Les gisements de Lignite sont lenticulaires, ou en forme des couches stratifiées atteignant, exceptionnellement il est vrai, 30 mètres de hauteur en alternance avec une substance terreuse, mate. Le mode de formation est le même que celui de la Tourbe, seulement les espèces végétales qui y ont pris part sont différentes : ce sont surtout des Conifères, principalement celles de la famille des Cupressinées, auxquelles s'ajoutent des débris de Graminées, de Mousses et d'Algues. Les Grès et les Argiles qui encaissent les Lignites sont riches en espèces du groupe des Dicotylédones.

La flore de certains Lignites est composée uniquement de plantes Angiospermes, de sorte que l'on doit admettre que les végétaux phanérogames peuvent tous prendre part à la formation de ce combustible.

L'Ambre, abondant dans les couches du Samland, près de Königsberg, est une résine fossilisée qui provient de plusieurs espèces de Pins. Le gisement d'Ambre est réparti dans une couche de sable glauconieux épaisse de moins de 2 mètres, presque entièrement située au-dessous du niveau actuel de la mer.

ROCHES MIXTES. — Les roches mixtes sont celles qui, ayant une origine interne, ont été soumises pendant un certain temps aux actions extérieures, ce qui a donné aux éléments une forme et un aspect qui dissimulent, au premier abord, leur véritable origine.

Les matériaux projetés par les volcans anciens et ayant subi un commencement d'érosion s'agglomèrent parfois en *Brèches et Conglomérats éruptifs*, suivant que les éléments, ayant subi une action plus ou moins durable de la part des eaux, sont anguleux ou arrondis. On comprend facilement alors ce que peuvent être des *Brèches trachytiques*, *basaltiques*, *andésitiques*, etc.

Les matériaux fins projetés par les volcans ont pu s'agglomérer de même et former, soit à l'air libre, soit sous les eaux, des roches à grain fin auxquelles on a donné le nom de *Tufs éruptifs*. Lorsqu'ils se sont formés sous l'eau, ces Tufs ont retenu, assez fréquemment, des fossiles. On peut en distinguer plusieurs variétés :

1° Les *Cinérites*. Tufs à grain très fin résultant de l'agglomération de cendres volcaniques.

Les Cinérites du Pas de la Mougudo, dans le Cantal, renferment de magnifiques empreintes végétales.

2° Les *Argilolites*, qui accompagnent les épanchements de Felsophyres. Ce sont des Tufs argileux, rubanés, bréchiformes, présentant des colorations très diverses. Les eaux siliceuses ont joué un rôle dans leur formation, comme le montrent les végétaux silicifiés qu'ils renferment et les veines d'Opale et de Calcédoine qui les sillonnent.

3° Les *Tufs porphyritiques*, constitués par des fragments brisés d'Orthose, de Quartz, de Mica noir et d'Oligoclase, unis par un ciment de Calcédoine. Le métamorphisme a changé parfois ces Tufs en une roche schisteuse chloritique.

4° Les *Tufs palagonitiques*, formés de débris de Basalte vitreux cimentés par des substances diverses ; on y trouve aussi, à l'état de cristaux brisés, les éléments minéraux du Basalte : Augite, Peridot et, quelquefois, du Feldspath. Des fragments de Tufs palagonitiques se reconnaissent au centre des nodules manganésifères, retirés des grandes profondeurs océaniques (voir p. 197). Cela montre que les explosions ou les éruptions qui leur ont donné naissance ne s'accomplissent pas toujours à l'air libre.

Quant à l'époque de leur formation, elle remonte jusqu'à l'époque carboniférienne (Tufs palagonitiques d'Écosse).

5° Le *Pépérino*, Tuf brun, terreux, abondant aux environs de Rome, qui contient en abondance de l'Augite, du Mica, de la Leucite, cristallisés avec des fragments de lave et de roches calcaires.

En Auvergne, on désigne, sous le nom de *Pépérites*, des Tufs bréchiformes caractérisés par des minéraux Basaltine, Hornblende et Biotite, réunis à des fragments anguleux de Basalte vitreux (Michel Lévy).

On a trouvé, dans les Pépérites d'Auvergne, des coquilles lacustres et fluviales remplies de Calcaire et de Basalte pulvérisés (Gosselet).

On doit encore ranger dans les Tufs les pierres de Locquirec, en Bretagne (Barrois).

Ce sont des Arkoses dont les éléments, tirés de Granites ou de Granulites préexistants, ont été cimentés à nouveau par du Feldspath cristallisé et microlithique. Ce fait montre que les éruptions anciennes mélangeaient leurs produits à ceux de roches déjà épanchées.

Age des roches. — L'étude stratigraphique nous permettra de déterminer approximativement l'âge des Calcaires, des Schistes et des autres roches exogènes; nous savons déjà que les roches cristallophylliennes peuvent être regardées comme les plus anciennes qui se soient produites. Ce qui va suivre ne s'appliquera donc qu'aux roches éruptives.

Un examen très attentif est indispensable dans la détermination de l'origine d'une roche. Lorsqu'elle se présente en filon, l'origine interne peut être affirmée, *a priori*, avec certitude. Cependant, on connaît des fentes de calcaire carbonifère qui ont dû être remplies de haut en bas. Quand la roche se présente en nappe, il faut retrouver l'union de celle-ci avec une cheminée, ou démontrer qu'elle a été mécaniquement injectée entre les strates encaissantes. Dans beaucoup de cas, le caractère éruptif d'un massif ne peut

être mis en évidence que par comparaison avec un massif de composition identique, dont l'origine interne a été antérieurement déterminée avec précision.

D'une façon générale, l'état cristallin des éléments et l'absence de tout élément clastique constituent une bonne preuve en faveur de l'origine éruptive. Cependant, cette preuve n'est pas absolue, car, d'une part, un certain nombre d'assises sédimentaires ont acquis par métamorphisme les caractères des formations endogènes, et, de l'autre, les Tufs éruptifs se sont produits de tout temps, c'est-à-dire que des matières éruptives ont subi l'action chimique ou mécanique des agents extérieurs qui leur a fait perdre leurs caractères les plus essentiels.

Malgré ces difficultés pratiques très grandes, la distinction des roches éruptives et des roches sédimentaires a été rendue possible par les nombreuses études dont l'écorce terrestre a été l'objet, surtout dans ces dernières années.

Nous avons établi que la succession des assises stratifiées est relevée avec une précision relative, suffisante. On utilise les faits acquis pour déterminer l'âge d'une roche par ses rapports avec les sédiments qui l'encaissent. Il est à remarquer même que l'âge d'une roche peut être précisé avec plus de rigueur que celui des strates environnantes, à condition que la série sédimentaire complète soit connue. Cette détermination repose sur l'observation et l'interprétation de circonstances qui permettent de reculer les limites de l'incertitude dans laquelle on se trouve souvent pour l'évaluation de l'âge d'une couche stratigraphique.

Le principe de la superposition des assises, que nous avons reconnu comme le critérium stratigraphique de plus haute importance, a son correspondant, pour la détermination de l'âge des roches, dans le *principe de pénétration* : toute roche est évidemment plus ancienne que celles qui, par des fissures, ont pénétré sa masse. Seulement, ce principe n'est pas applicable à des roches de massifs différents. Quand des coulées de roches se croisent dans un même massif, le filon

le plus anciennement solidifié est divisé en tronçons qui sont rejetés à des niveaux différents.

Lorsqu'on constate ainsi un morcellement de filon par une coulée, on peut affirmer que celle-ci est plus récente que celui-là.

Le principe de la pénétration est plus facilement applicable entre roches éruptives et assises sédimentaires. Il est évident qu'une roche est plus jeune que les terrains qu'elle traverse, mais du fait qu'un filon ne pénètre pas une couche, on ne peut affirmer que le dépôt de celle-ci soit postérieur à l'épanchement de la roche.

Une roche éruptive est aussi plus jeune que les assises qu'elle métamorphise. Seulement, il est quelquefois nécessaire de séparer les phénomènes dus au métamorphisme, d'autres altérations qui ont une origine différente.

Par exemple, un massif éruptif peut, longtemps après sa solidification, avoir été poussé mécaniquement au milieu de terrains plus jeunes ; ceux-ci, sous l'influence de la même action interne, ont pu se disloquer, puis s'altérer quand leur surface ravinée a laissé passer des infiltrations actives.

L'époque de l'épanchement d'une roche éruptive peut être encore relevée avec précision quand on trouve dans un conglomérat des galets roulés identiques, comme composition, à la roche. Il est certain que la sortie de l'éruption a précédé la formation de conglomérat ; si l'âge de celui-ci est connu, l'âge de la roche le sera avec une approximation au moins aussi grande.

Un autre critérium de l'âge d'une roche est fourni par la preuve certaine qu'elle s'est épanchée par-dessus les assises qu'elle recouvre. Cette preuve, qui semble au premier abord facile à établir, est souvent bien incertaine, car dans les mouvements de terrain qui précèdent les éruptions, les surfaces de séparation d'assises anciennement formées peuvent s'entr'ouvrir et donner passage aux matières fondues. En pareille circonstance, les assises encaissantes ont dû évidemment être modifiées au-dessus et au-dessous de la masse de

coulée, et il faut s'attacher à retrouver la trace de ces modifications.

Nous nous bornerons à l'énoncé de ces principes pour l'évaluation de l'âge des éruptions, ne pouvant entrer à ce sujet dans de grands détails. Nous pensons avoir établi qu'il n'est pas impossible de déterminer l'âge d'une Diorite ou d'un Granite par exemple, et l'étude des éruptions devra former un paragraphe spécial dans l'étude des ères géologiques.

MÉTAMORPHISME. — Nous avons à plusieurs reprises parlé du métamorphisme et des modifications qu'il apporte à la structure des roches. Nous devons, pour clore notre examen des éléments de l'écorce terrestre, examiner d'un peu plus près les diverses manifestations de ce phénomène.

Le métamorphisme ne se produit pas uniquement au contact de deux roches. Si l'action physique se limite, en général, à une zone restreinte, l'action chimique, par contre, s'étend souvent très loin.

Il est nécessaire ici de préciser la nature du métamorphisme.

L'ensemble des transformations qu'une roche éruptive fait subir aux terrains qu'elle traverse est le *métamorphisme d'influence*. Chaque fois qu'on en reconnaît la trace, on recueille une preuve manifeste de l'ancienneté des strates sur le filon éruptif.

L'action physique et chimique exercée par le contact direct de la roche est le *métamorphisme de contact*, tandis que les vapeurs et les liquides qui accompagnent l'éruption produisent, en concentrant leur action au loin, le *métamorphisme périphérique*.

Les modifications physiques que l'on peut attribuer à la chaleur seule ne s'étendent que sur une zone très restreinte et cet effet ne se produit qu'avec les roches que leur composition et leur texture rapprochent des laves modernes. Avec ces mêmes roches, d'ailleurs, l'action chimique est presque nulle, tandis qu'elle est considérable avec les roches grani-

tiques. Cette action chimique se traduit par la production de silicates dont nous avons fait plus haut l'énumération et dont les éléments sont empruntés au terrain avoisinant et à la roche éruptive elle-même. La zone de contact dans laquelle ils se produisent est, le plus souvent, peu étendue.

Les effets du métamorphisme périphérique sont tout différents.

Ils consistent d'abord en un durcissement de la roche encaissante par la pénétration d'une forte proportion de silice, d'autres fois c'est un remaniement des éléments constituants du terrain avec production de matières cristallines. Cet ensemble de phénomènes forme, tout à l'entour de la roche éruptive et sur une étendue de plusieurs centaines de mètres, une auréole métamorphique, qui, dans certains pays, a été étudiée avec le plus grand soin. Dans le Finistère, par exemple, la Granulite transforme les sédiments précambriens en schistes micacés riches en Staurotide. La même roche éruptive a modifié profondément le Grès armoricain (d'âge ordovicien) dans le Morbihan.

Le Grès armoricain est nettement détritique, formé de cristaux brisés de Quartz et de matières argileuses amorphes cimentés par du mica blanc. Il est fossilifère. Au contact de la Granulite, le Grès est injecté de filons continus de Feldspath, de Quartz et de Mica. Cet aspect ne se montre guère au delà d'une distance de 10 mètres de la roche éruptive; plus loin, une deuxième auréole s'est formée sur une largeur qui atteint 400 mètres, les grains de Quartz ont été fondus et ont cristallisé, le Mica noir s'y adjoint et, avec lui, la Cordiérite et la Sillimanite; plus loin encore, dans une troisième auréole métamorphique, on ne rencontre plus que des grains de Quartz arrondis ou cristallisés, et du Mica noir, le Grès est devenu un Quartzite micacé (Barrois).

Le terrain encaissant exerce à son tour une action sur la roche éruptive, au voisinage du contact; c'est un phénomène de *métamorphisme endomorphique*, ou *endomorphisme*, auquel contribuent les vapeurs émanées de l'épanchement.

Cette influence du terrain traversé se traduit souvent en augmentant sur une certaine étendue la finesse du grain de la roche. Dans le Plateau Central, par exemple, on observe de nombreuses coulées de Porphyre quartzifère, qui, au contact du Gneiss, prennent sur les bords une texture de plus en plus compacte.

De même, lorsque deux massifs de roches acides se touchent, on observe, entre les deux, une zone à caractères mixtes; c'est ainsi que l'on peut observer des passages de la Granulite au Gneiss et d'autres modes de transition que nous ne pouvons énumérer ici.

Si l'on admet, suivant les hypothèses chimiques, que les roches anciennes doivent leur texture à l'action des dissolvants, il n'est pas surprenant de constater que les éléments liquides ou gazeux qui accompagnaient l'épanchement d'une de ces roches aient fortement réagi sur une roche de même genre précédemment cristallisée.

Il est une autre sorte de métamorphisme auquel on accorde, dans les théories actuelles, une grande importance: c'est le *dynamométamorphisme* ou *métamorphisme mécanique*. Les mouvements du sol ont eu leur retentissement sur les éléments de l'écorce, les minéraux qui les constituent, comprimés, disloqués, ou soumis à l'action de réactifs nouveaux auxquels les fissures orogéniques livraient passage, ont subi des changements considérables; car on ne peut mettre en doute l'action de la chaleur, de l'eau et de la pression sur le remaniement des roches. Or, ces trois causes agissent simultanément durant les mouvements orogéniques, il n'est donc pas étonnant que des couches comprimées soient rendues schisteuses ou même transformées plus profondément, la transformation portant surtout sur la texture, qui marque toujours une tendance vers l'état cristallin (1).

(1) On cite souvent, comme preuve à l'appui de cette théorie, une expérience de J. Hall, qui obtint, sous l'action d'une chaleur intense, la transformation de la Craie en marbre cristallin, sous l'action

On vérifie facilement que, dans les régions montagneuses, les strates calcaires ont une structure d'autant plus cristalline que la région est plus disloquée; dans les Alpes, par exemple, certaines assises tertiaires ont pris, sous les influences orogéniques, l'apparence lithologique des assises primaires. Par contre, dans les grandes plaines de Russie, où l'écorce terrestre s'est maintenue dans un état de stabilité remarquable, aucun élément cristallin n'est venu se former dans les dépôts les plus anciens.

Le dynamométamorphisme peut aller jusqu'à donner l'aspect de roches cristallophylliennes à des roches sédimentaires dont l'origine est décelée par l'existence de fossiles. Ainsi, en Norvège, à Osoren, on a reconnu, dans quelques Micaschistes, un métamorphisme mécanique de schistes argileux voisins, révélé par des empreintes de Trilobites; comme il n'existe, dans les régions circumvoisines, aucune roche éruptive à laquelle ce métamorphisme puisse être attribué, il faut admettre qu'il résulte de la chaleur développée durant les dislocations postérieures au dépôt des schistes.

On observe le dynamométamorphisme des roches dans les contrées les plus variées : dans l'Himalaya comme en Écosse, en Belgique comme en Norvège, et partout, on constate un rapport intime entre la transformation des assises et l'état de plissement de la région.

de l'eau, dans un tube hermétiquement clos. Les tentatives faites pour renouveler cette expérience n'ont jamais abouti aux mêmes résultats. De sorte qu'on ne peut affirmer si Hall avait réellement obtenu la transformation de la craie.

CHAPITRE II.

LES FORMATIONS ARCHÉENNES

Distribution. — Lorsque l'état physique actuel du sol en permet l'observation, on constate partout que les terrains stratifiés les plus anciens reposent sur un soubassement identique. Ce soubassement forme, en stratigraphie, le système archéen. C'est le système des Gneiss et des Micaschistes présentant, comme nous l'avons dit plus haut, une texture à la fois stratiforme et cristalline. De plus, quel que soit le pays où on l'observe, le système des Gneiss et des Micaschistes offre, dans la superposition de ces éléments, un ordre dont la constance est très remarquable.

Examinons-le tout d'abord en France. Le système archéen forme deux massifs d'une grande importance : le Plateau Central (avec le Morvan et les Cévennes) et la Bretagne. On le retrouve dans les régions montagneuses, dans les Alpes du Dauphiné, dans les monts des Maures, dans les Vosges et dans les Pyrénées.

Quelle que soit celle de ces régions que l'on choisisse pour l'étude, on pourra observer, quand les circonstances locales n'y mettront pas obstacle, la succession suivante : à la base des Gneiss généralement granitoïdes, auxquels s'adjoignent des Leptynites, des Amphibolites, des Cipolins, des Schistes à Séricite, et la série se termine par des Micaschistes, avec toutes leurs variétés, et des Gneiss rubanés à grain fin. Nous avons signalé déjà les rapports intimes de composition qui existent entre le Gneiss et le Micaschiste ; aussi ne doit-on pas s'étonner de trouver les Micaschistes intercalés entre les Gneiss d'un bout à l'autre de la série archéenne.

La Bretagne, qui a été l'objet de minutieuses études dans

ces dernières années, est formée de deux langues étroites de terrains archéens orientées Est-Ouest et séparées par une dépression que remplissent les dépôts primaires (Ch. Barrois).

On reconnaît deux étages dans le Gneiss breton; l'inférieur comprend des roches granitoïdes et rubanées que des éruptions granitiques ont souvent métamorphisées. Dans l'étage supérieur, on trouve surtout le Gneiss feuilleté à mica noir alternant avec des Pyroxénites. Les Micaschistes abondent dans le terrain archéen de Bretagne; on peut même dire qu'ils en sont la roche caractéristique (Ch. Barrois).

En Vendée, les Cipolins s'intercalent souvent dans les Gneiss. Ils sont plus abondants dans les Pyrénées, où ils renferment souvent du Graphite. Mais la succession est toujours la même, Gneiss granitoïdes à la base, Gneiss grenus ou feuilletés au sommet, avec Leptynites, Cipolins, Amphibolites, etc.

Origine. — Nous pourrions multiplier les exemples, nous arriverons toujours à cette conclusion que le système archéen, formé de roches cristallophylliennes, offre une composition et une succession constantes. Une question plus importante se présente à l'esprit : le système archéen représente-t-il bien l'écorce primitive du globe? N'est-il pas un terrain stratifié qui a été métamorphisé d'une manière quelconque, mais assez profonde pour que toute trace d'organismes y ait disparu (1)?

Il est impossible de répondre catégoriquement à cette question; mais on peut, en se basant sur l'hypothèse généralement adoptée de l'origine de la terre, déduire les circonstances les plus vraisemblables dans lesquelles a dû s'effectuer la première consolidation, et examiner si le système archéen répond à cette hypothèse.

(1) Ainsi, d'après M. Ch. Barrois, une partie de la langue archéenne du Nord de la Bretagne est une roche précambrienne (Phyllade) métamorphisée par du Granite.

On se trouve ainsi en présence de trois explications principales. Dans deux d'entre elles, l'écorce primitive nous est et nous sera toujours inconnue ; dans la troisième, les formations archéennes représentent à peu de chose près la première croûte solide qui se soit formée.

Dans la première de ces hypothèses, les assises cristallophylliennes sont des roches sédimentaires formées normalement, dans les fissures desquelles se sont intercalées des roches éruptives ; les influences dynamométamorphiques, conséquences de cette injection, ont donné à l'ensemble l'aspect feuilleté qu'on lui connaît. De sorte que les Gneiss où dominent les silicates d'Aluminium, de Potassium et de Sodium, sont des Granites feuilletés, tandis que ceux qui contiennent peu de ces minéraux sont des Phyllades métamorphisées, et ainsi de suite ; le terrain archéen serait ainsi d'âge quelconque variable suivant les régions, il constituerait un aspect que les formations de toutes les époques sont susceptibles de prendre (Rosenbusch).

Dans cette hypothèse, il faut admettre que le dynamométamorphisme n'altère pas la composition chimique et admettre aussi qu'il a agi seul, ce qui est peu vraisemblable. Nous savons d'ailleurs que la composition d'une roche doit s'enrichir ou s'appauvrir en éléments chimiques, suivant les influences auxquelles elle est soumise. De sorte que cette première théorie peut être rejetée comme reposant sur une base insuffisante.

Une deuxième attribue la production des roches cristallophylliennes au remaniement des roches cristallines formées les premières, et des roches sédimentaires déposées par la suite. Ces deux sortes de formations ont suivi les plissements de l'écorce ; les parties les plus voisines du noyau liquide central ont fondu de nouveau ; plus tard, la masse liquide nouvelle ainsi formée s'est consolidée encore, partie comme les roches éruptives, partie comme les roches cristallophylliennes. Or, ce phénomène s'est reproduit un grand nombre de fois. Les premières roches formées et les roches

sédimentaires les plus anciennes font retour au noyau liquide pour reparaître ensuite à la surface de l'écorce et pour en reconstituer la base. Les roches superficielles attaquées et remaniées par les eaux ont donné de nouvelles roches sédimentaires qui, suivant les mouvements de l'écorce, occuperont les régions profondes et s'y fonderont à leur tour dans le noyau de fusion. Ainsi, les matières solides qui constituent l'écorce se présentent sous le triple état de roches éruptives, de roches sédimentaires et de roches cristallophylliennes. « L'écorce terrestre, telle que nous la connaissons, ne représente que les derniers numéros d'une vie périodique dont les premiers ont à jamais disparu et ne seront jamais reconstituées. » (Munier-Chalmas.)

Cette théorie est évidemment très ingénieuse, seulement rien ne prouve qu'une seconde fusion ait été imposée à la totalité des roches résultant du refroidissement de la terre. Il semble même, au contraire, qu'il y ait des points de l'écorce originelle qui ont résisté dès le début aux agents extérieurs, et qui ont servi de points d'appui aux sédiments exogènes, sans avoir jamais subi aucune action interne autre que l'injection de substances fondues.

Il résulte, en somme, de ces deux hypothèses, que si l'on pose en principe la fluidité primitive du globe, on doit admettre aussi qu'il s'est formé une première écorce, base des premiers sédiments. Rien ne permettant d'affirmer que cette croûte ait subi une refonte, on peut examiner si, d'après ce que l'on connaît des formations archéennes, on peut admettre l'hypothèse que cette écorce première sert encore aujourd'hui de base à la série sédimentaire.

Observons d'abord que cette assise primordiale est le résultat du long antagonisme de la cristallisation, du métamorphisme et de la sédimentation, par conséquent elle doit se relier aux produits endogènes d'une part, et aux formations exogènes de l'autre, sans qu'on doive espérer rencontrer une limite nette entre les deux genres de roches.

Les circonstances complexes de la solidification des masses

fondues ont dû donner aux premières couches solides une disposition cristalline et stratiforme, avec une composition chimique acide due à la prédominance de la Silice légère dans la scorie superficielle. Or, si les portions inférieures du système archéen ont les caractères d'une roche éruptive, les portions supérieures se rapprochent, par la variété de leurs éléments et la régularité de leur succession, des dépôts sédimentaires. En second lieu, dans le Gneiss granitoïde, la prédominance des métaux alcalins est incontestable ; dans l'étage supérieur, les métaux alcalino-terreux et le Fer l'emportent, comme le montre la présence des Pyroxènes, des Amphiboles et de ces grandes masses de Cipolins dans lesquelles la Chaux tend à s'isoler sous forme de carbonate. Si l'on ajoute à cela que, dans bien des points, le terrain archéen est couronné par des Amphibolites et des Micaschistes, on voit que les silicates d'Aluminium dominent à la fin du système. Les formations primitives semblent donc caractérisées par l'épuisement progressif des affinités chimiques des métaux alcalins d'abord, des métaux alcalino-terreux ensuite. Dès lors, une hypothèse paraît s'imposer; les silicates de ces métaux ont formé l'écorce primordiale, celle-ci a subi plus tard l'action chimique des eaux marines très chargées de matières actives par suite de la condensation de l'atmosphère, et c'est cette deuxième action qui a développé, surtout à la surface de la croûte primordiale, les silicates d'Aluminium cristallisés.

Les théories selon lesquelles les couches archéennes ne seraient que des sédiments métamorphisés ne rendent pas compte des circonstances suivant lesquelles les silicates basiques se sont concentrés à la base et les silicates d'Aluminium au sommet du système. Une série d'autres observations vient encore étayer l'hypothèse que nous développons. Dans le Quartz de la plupart des Gneiss, les inclusions liquides forment des rangées interrompues avant la surface des cristaux. Si ces derniers provenaient de la destruction d'une roche ancienne, on n'expliquerait pas pourquoi les rangées

d'inclusion s'arrêteraient de la sorte, pourquoi elles ne seraient pas brusquement interrompues par les faces des prismes. On a même souvent constaté que les inclusions liquides du Quartz se réunissent suivant des surfaces planes qui se continuent à travers les cristaux juxtaposés. Cela ne semble-t-il pas prouver que ces inclusions se sont ainsi groupées quand la masse quartzeuse était encore à l'état fluide?

Une dernière remarque tend à prouver que le Gneiss a dû se former tel qu'on l'observe aujourd'hui : le Quartz contient en inclusions microscopiques tous les éléments minéraux que l'on observe dans la roche.

Il ne faudrait pas cependant pousser l'hypothèse à l'extrême et se représenter tout le terrain archéen comme résultant d'une cristallisation seule. Il a subi, comme les terrains sédimentaires et peut-être même plus qu'eux, l'action des roches éruptives qui l'ont bouleversé; le développement d'un certain nombre d'éléments cristallins est là pour le prouver. Mais si grande que soit la part faite à ces actions, la masse des Gneiss et des Micaschistes peut être regardée comme ayant acquis la constitution que nous lui avons reconnue presque au début de la solidification.

L'existence de conglomérats signalés à la partie supérieure du terrain primitif (Munier-Chalmas, Sauer) montre que les influences externes s'affirmaient de plus en plus à mesure que le système se consolidait, il est facile d'expliquer pourquoi les dernières assises contiennent, dans une pâte comparable aux Gneiss, des galets de roches plus anciennes : le mode de formation de ces conglomérats a dû être le même que celui des roches sédimentaires ultérieurement constituées, mais il n'y a pas là une raison suffisante pour conclure que tout le terrain archéen a la même origine (A. de Lapparent).

Restes organisés. — On ne doit pas s'attendre à trouver des restes organiques dans les Gneiss; cependant les auteurs partisans de la théorie sédimentaire s'appuient sur la pré-

sence, très fréquente, du Graphite dans le Gneiss pour soutenir que ce minéral est un charbon d'origine nécessairement organique, métamorphisé ultérieurement.

Il est difficile de répondre avec précision à cet argument, car on ignore l'origine de ce Graphite ; on ne peut pas plus affirmer qu'il est la trace d'êtres organisés, qu'on ne peut affirmer le contraire. Rappelons seulement que l'on a longtemps attribué à l'Apatite une origine également organique, et que l'analyse microscopique est venue prouver que le fluophosphate de Calcium est abondant, non seulement dans les roches gneissiques, mais dans les roches éruptives récentes de la nature du Basalte, par exemple.

On a cité aussi une empreinte de végétal trouvée sur un caillou de Gneiss dans la Valteline (Sismonda). Mais rien ne permet d'affirmer qu'on est en présence d'un véritable Gneiss. En effet, l'origine du caillou portant l'empreinte en question est inconnue ; or on sait aujourd'hui que, dans les régions alpines, les sédiments datant de l'époque carboniférienne (particulièrement riches en végétaux) ont été métamorphisés au point qu'on les confondrait souvent avec des Micaschistes et des Gneiss, si les fossiles qu'on y a trouvés n'étaient identiques à ceux des assises carbonifériennes. La preuve absolue de la provenance archéenne du bloc de la Valteline manque donc complètement (A. de Lapparent).

D'autres découvertes ont été prises en plus sérieuse considération. Ainsi, en 1863, on trouva dans des Calcaires archéens des bords du Saint-Laurent (Calcaires que les géologues désignent sous le nom d'*étage laurentien*) une roche serpentineuse, cloisonnée, formée de couches d'un minéral vert, Pyroxène ou Serpentine, et de carbonate de Calcium. Les paléontologistes Dawson, Carpenter, etc., y virent une structure organisée qu'ils attribuèrent à un Foraminifère, auquel fut donné le nom d'*Eozoon canadense*. Des restes analogues furent découverts en Bavière, en Saxe, en Silésie, en Hongrie (Gümbel), en Bohême (Hochstetter) et dans les Pyrénées (Garrigou). Cependant quelques auteurs, MM. King,

Rowney, Perry, Barbank, affirmaient que ces roches cloisonnées étaient un aspect minéralogique pris par le mélange de serpentine et de carbonate de Calcium. Cette dernière manière de voir paraît la plus vraisemblable (Möbius, Gratacap), et elle est très généralement adoptée aujourd'hui, bien que des paléontologistes soutiennent encore la nature organisée de l'*Eozoon*, et décrivent, sous le nom de *Cythospongia*, d'*Halichondrites*, etc., d'autres formes cloisonnées découvertes dans le laurentien supérieur (1).

CONTINENTS PRIMITIFS. — Il est évident que, dans l'hypothèse de la consolidation de l'écorce terrestre admise par nous, les premières saillies de la croûte ont été formées de couches cristallines dont la structure est due, certainement, au refroidissement, car les océans n'ont existé que lorsque la surface a été assez froide pour garder l'eau liquide à son contact.

Le jeu de l'érosion a dû faire, par la suite, disparaître ces saillies, mais les points où elles s'étaient élevées étaient certainement ceux où la résistance de la croûte était la plus considérable, et ils ont été sans doute le point d'appui des plus anciens dépôts sédimentaires. Sans nous occuper désormais de l'origine du soubassement des terrains stratifiés, nous sommes conduits à admettre qu'il n'apparaît aujourd'hui que dans les régions où il est à découvert depuis sa formation, c'est-à-dire aux points qui avaient le plus de tendance à émerger ; même s'il a été couvert de sédiments, l'épaisseur de ceux-ci devait être assez mince pour que l'érosion ultérieure ait pu les enlever rapidement.

Pour ces raisons, les affleurements étendus de l'Archéen,

(1) A ce propos, nous pouvons dire ici que les géologues américains reconnaissent dans le terrain archéen deux étages : l'un est le Laurentien composé de Gneiss, de Micaschistes, de Quartz, entremêlés de Calcaires blancs et de Dolomies ; l'autre ou Ontarien renferme des Gneiss rubanés à grain fin, des Micaschistes et un ensemble où dominent des Diabases, des Porphyres quartzifères et des Agglomérats détritiques.

zones de résistance maxima de l'écorce, doivent être regardés comme les surfaces continentales les plus anciennes. Donc, les contrées comme la Scandinavie, la Finlande, l'Écosse et le Canada, où les formations archéennes sont à découvert sur de grandes étendues peu accidentées, peuvent être considérées comme les continents primordiaux ; et cette présomption se transforme presque en certitude si l'on découvre des dépôts sédimentaires littoraux, Grès et Conglomérats, reposant directement sur le Gneiss, ou sur le Micaschiste. Cette observation est aisée à faire en Écosse et dans la région des grands lacs américains.

Pour les surfaces peu étendues, telles que le Plateau Central de la France et la presqu'île bretonne, la certitude n'est pas la même, car les eaux courantes en ont plus facilement balayé la surface. Cependant, cette facilité du travail de l'érosion était plus grande là qu'ailleurs, parce que les sédiments s'y trouvaient sur une moindre épaisseur et, en se reportant à ce que nous avons dit plus haut, on doit considérer ces régions comme des plus anciennes et des plus stables.

Nous ne pouvons pas, bien entendu, considérer une distribution des continents durant la période archéenne, puisque, pour nous, les océans ne se sont constitués qu'après la formation de l'écorce, et en admettant que les formations primitives soient des sédiments métamorphisés, la science actuelle ne possède aucun moyen pour établir leur ordre chronologique.

Ainsi, il ne faut pas davantage songer à rechercher d'anciennes lignes de rivage dont le métamorphisme des sédiments a effacé toute trace ; la paléogéographie ne peut dater que de l'époque précambrienne; à ce moment, les océans, condensés dans les plis d'une écorce refroidie, battaient les terres archéennes émergées et déposaient des sédiments, qui, aujourd'hui, indiquent aux géologues la disposition littorale de nos premiers continents.

CHAPITRE III.

L'ÈRE PRIMAIRE (1).

CARACTÈRES PALÉONTOLOGIQUES. — L'application de la méthode paléontologique aboutit à cette affirmation que les conditions biologiques, durant l'ère primaire, étaient très différentes de celles dont nous jouissons aujourd'hui. La vie aérienne était impossible pour les animaux à respiration pulmonaire, au moins pendant une durée très longue. L'atmosphère, trop riche en gaz carbonique, empêche le développement des Vertébrés aériens ; ce n'est qu'après la période carboniférienne, quand une végétation puissante, à peu près uniformément répandue sur les continents, eut purifié l'atmosphère, que les Batraciens apparurent, et presque en même temps qu'eux les Reptiles.

Par contre, la faune marine est extrêmement riche en Invertébrés et en Poissons, sauf durant la période précambrienne, qui n'a laissé que des traces organiques rares et indécises même dans les sédiments qui ne semblent pas métamorphisés.

I. FAUNE. — Les fossiles les plus importants de l'ère primaire sont les Trilobites. On range ces animaux dans l'embranchement des Articulés, c'est-à-dire de ces animaux dont le corps est divisé en segments transversaux, ou régions bien distinctes portant des membres appendiculaires articulés (fig. 25).

En plus de la division du corps en segments transversaux, les Trilobites présentaient une division longitudinale en trois

(1) On ne reviendra pas sur les divisions en étages de chaque ère, le lecteur devra se reporter au tableau donné précédemment, p. 396.

lobes, par deux sillons (de là le nom de *Trilobite*). Ils avaient la faculté de s'enrouler sur eux-mêmes comme certains Cloportes actuels (fig. 26). Enfin, c'étaient des animaux marins, mais non adaptés à la natation. Les recherches de Walcott ont prouvé qu'ils étaient munis, à la face ventrale, de nombreuses paires de pattes composées de plusieurs parties articulées; l'article basilaire portait deux tubes branchiaux spiralés.



Fig. 25. — Un Trilobite (*Ellipsocephalus*).

La respiration branchiale caractérisant, comme on sait, la vie aquatique, il est indiscutable que les Trilobites qu'on trouve dans des sédiments marins vivaient dans la mer. Leur mode d'existence était, d'ailleurs, des plus variés; on les trouve aussi bien dans les dépôts littoraux que dans les dépôts de haute mer. La structure des pattes montre qu'ils étaient marcheurs; mais il existe des animaux actuels, munis de nombreuses pattes, qui nagent parfaitement. De sorte que rien ne s'oppose à l'hypothèse de M. Walcott, qui admet, pour ces animaux, la natation le dos en bas, car c'est dans cette situation qu'ils ont été généralement fossilisés (1); mais, en outre, Owen a décrit, sous le nom de *Protichnites*, des empreintes provenant du Cambrien de l'Amérique du Nord et dues, sans doute, à des pattes de Crustacés; il les a attribuées aux Trilobites. M. Dawson a montré que, dans le Carboniférien, on rencontre des empreintes analogues, tout à fait comparables à celles de ces grands Crustacés marins de l'Amérique du Nord, les Limules, et il pense que les pistes carbonifériennes ont été laissées par des animaux semblables.



Fig. 26. — Un Trilobite (*Phacops*) enroulé.

Les Trilobites sont surtout abondants dans les systèmes

(1) Les recherches considérables de M. Walcott ont été poursuivies durant cinq années, pendant lesquelles plus de deux mille échantillons ont été minutieusement examinés.

silurien et dévonien. Ils ont servi à Barrande pour la division du système silurien de Bohême et aujourd'hui encore sont les fossiles caractéristiques de beaucoup de couches siluriennes. Dans le Dévonien, les genres sont beaucoup moins nombreux : on n'en compte que cinq de première importance ; on n'en trouve plus qu'un seul dans le Carboniférien et dans le Permien. C'est dans le système Silurien, et plus particulièrement du Cambrien au Gothlandien, qu'ils atteignent leur développement maximum.

Si nous restons dans l'embranchement des Articulés aquatiques (Crustacés), divers ordres ont été retrouvés. Ainsi les Phyllopodes, les Ostracodes et les Cirripèdes sont représentés par quelques espèces ; la sous-classe des Leptostracés est aussi très répandue dans tout le système ; les Podophtalmes décapodes, si bien représentés aujourd'hui par les Crabes, apparaissent à la fin de l'époque dévonienne. Enfin les Mérostomes, Crustacés de grande taille, représentés aujourd'hui par l'unique genre Limule, ont existé très abondamment de l'Ordovicien au Permien. Quelques-uns, les Hémiaspidés, établissent une liaison entre les Trilobites et les Limules ; leur corps, parfois nettement trilobé, se termine comme celui de ces dernières, par un long appendice styliforme non articulé. Les Mérostomes du Silurien et du Dévonien (Euryptéridés) forment un groupe peu homogène qu'il est difficile de relier aux Crustacés, mais qu'on peut rapprocher des Scorpionidés, Articulés aériens. Si l'on se rappelle que l'anatomie comparée établit aussi un rapprochement entre les Limulidés et les Arachnides, on verra que la souche des Articulés aériens doit être cherchée dans les Crustacés (1).

Bien que leur mode d'existence se prête mal à la conserva-

(1) Les paléontologistes réunissent l'ordre des Mérostomes et celui des Trilobites en une seule classe, celle des *Paléostracés*, qui n'est représentée, dans la faune actuelle, que par la famille des Limulidés dont le genre unique, *Limulus*, compte deux ou trois espèces.

tion des individus, les Articulés aériens (Trachéates) sont assez répandus dans les dépôts primaires, principalement dans les couches carbonifériennes, mais l'ordre d'apparition ne suit pas la succession des formes d'après leur degré de perfectionnement.

Le plus ancien animal aérien connu (*Paleoblattina*) est un Insecte dont on ne connaît, d'ailleurs, qu'une aile, trouvée dans l'Ordovicien de Normandie. Cette aile est sillonnée de nervures simples et telles, qu'on n'en connaît de semblables ni dans les formes actuelles, ni dans les formes fossiles.

On n'a trouvé, dans les assises siluriennes, aucun autre débris d'Insecte, tandis qu'on a trouvé, plus nombreux, des restes de Scorpions qui possèdent avec les Scorpions actuels de grandes analogies. Il est même intéressant de constater que les Paléoscorpionidés ou anciens Scorpions d'Amérique forment une famille (Eoscorpionidés) distincte de celle des Paléoscorpionidés européens (Paléophonidés). Ces animaux possédaient des palpes maxillaires transformés en pinces, des pattes terminées en pointes, un postabdomen allongé et terminé par un dard, comme les Scorpions que l'on rencontre aujourd'hui en Provence et en Algérie.

L'intervalle qui sépare les Scorpions des Araignées est comblé, dans la faune primaire, par les Anthracomartidés, ordre actuellement disparu et qui présentait des caractères communs aux deux autres. D'ailleurs, les vraies Araignées (Aranéides) avec céphalothorax et abdomen nettement séparés par un étranglement et ne présentant aucune segmentation, ont été découvertes dans les couches carbonifériennes.

Quant aux Insectes, outre le *Paleoblattina* ordovicien, dont nous avons parlé, on en a trouvé, avant le Carbonifériens, plusieurs espèces dévoniennes, qui ont été homologuées par MM. Ch. Brongniart et Scudder aux Ephémérides actuelles, ou à des familles voisines.

Les schistes houillers de l'Illinois (Amérique septentrionale) et de Commentry, en France, ont fourni beaucoup de débris d'Insectes. Ce sont, pour la plupart, des Orthoptères

et des Névroptères, ou bien des types intermédiaires qui tantôt ont persisté (Pseudonévroptères), tantôt se sont éteints. A ce point de vue, la faune entomologique de l'époque houillère est intéressante. Elle remplit des vides existant entre certains ordres actuels, par une série de types plus simples que les types actuels ; d'autre part, elle montre l'ébauche déjà distincte de diverses séries ; on reconnaît facilement les formes ancestrales de familles en apparence assez éloignées aujourd'hui. Ainsi, les Orthoptères se divisent en types que l'on doit prendre pour origine des familles des Blattidés, des Mantidés, des Phasmidés et des Locustidés. En même temps existaient des formes souches des Névroptères proprement dits et se rapprochant des Ephémérides et des Perlidés. Les Coléoptères sont plus rares ; on n'en a trouvé aucun dans le Carboniférien de Commentry, ni dans les couches houillères de l'Amérique ; toutes sont pourtant riches en Orthoptères qui se prêtent, semble-t-il, moins bien à la fossilisation ; les échantillons de Coléoptères qu'on possède de cette époque proviennent du Dinantien de Sibérie ; c'est aussi aux larves de ces Insectes qu'on attribue certaines perforations des bois fossiles de l'époque carboniférienne.

Après les Trilobites, les fossiles les plus importants de l'ère primaire sont les Mollusques céphalopodes. Ceux qui prédominent dans les assises primaires sont les Céphalopodes à quatre branchies (Tétrabranchiaux). Mais les Céphalopodes à deux branchies (Dibranchiaux) se montrent dans le Dévonien (Goniatitidés et Clyménidés).

On peut se demander pourquoi on range ces animaux dans l'une ou l'autre des deux sous-classes, car jamais on n'a trouvé même l'empreinte de l'appareil branchial. A vrai dire, la distinction est contestée ; d'une part, Zittel considère tous les Céphalopodes paléozoïques et beaucoup des Céphalopodes secondaires comme des Tétrabranchiaux ; MM. Waagen, Fischer et d'autres paléontologistes placent les uns dans les Tétrabranchiaux, les autres dans les Dibranchiaux et considèrent les autres comme formant un groupe intermé-

diaire. L'opinion que nous admettrons, d'après M. Munier-Chalmas, est basée sur les observations suivantes :

D'abord, la coquille des Céphalopodes est formée de loges séparées par des cloisons, l'animal occupant la dernière loge. Chez les Belemnititidés (Céphalopodes secondaires), que l'on connaît complètement puisque l'animal a été parfois conservé (voir chap. IV), et qui sont indubitablement dibranchiaux, la première loge est ovoïde et il en part un tube étroit; on regarde ce caractère comme ayant la première importance et on considère comme dibranchial tout Céphalopode qui le présente (Goniatitidés, Clyménidés dévoniens, Ammonites secondaires). D'un autre côté, un Céphalopode primaire a persisté jusqu'à nos jours, c'est le *Nautilus*, de l'océan Indien; il est tétrabranchial. La loge initiale de sa coquille est tronquée et porte au fond une dépression extérieure, la cicatricule. Tous les Céphalopodes dont la coquille présentera ce caractère seront considérés comme tétrabranchiaux et ceux dont la loge initiale, globuleuse ou ovoïde, est le point de départ d'un tube fin, seront classés dans les Dibranchiaux (Munier-Chalmas, Douvillé).

Dans les Tétrabranchiaux primaires, la forme de la coquille varie beaucoup ; elle peut être droite (Orthocères), ou enroulée (Nautile), ou bien enroulée au début puis devenir brusquement rectiligne (Lituitidés). Chez les Dibranchiaux, elle est constamment enroulée en une spirale plane, dont les tours se recouvrent quelquefois complètement et d'autres fois laissent suivre la spire jusqu'à la première loge.

Les Tétrabranchiaux sont les plus primitifs, ils apparaissent dans les dernières assises cambriennes, ils atteignent leur maximum de développement dans le Gothlandien, sont moins nombreux dans le Dévonien et le Carboniférien et rares dans le Permien. La persistance du *Nautilus* jusqu'à l'époque actuelle est un fait remarquable, à rapprocher de la persistance des Lingules que nous signalerons plus loin (p. 461).

L'anatomie comparée du Nautile et des Dibranchiaux

actuels ne permet pas de douter que les Tétrabranchiaux ne soient la souche des Dibranchiaux, mais on ne connaît aucune forme de transition entre les formes des loges initiales d'un Goniatite et d'un Nautile. Il y a là une solution de continuité que rien ne vient combler (Munier-Chalmas).

Nous aurons occasion de signaler d'autres lacunes analogues. Si l'origine de ces animaux est absolument inconnue, leur destinée ultérieure, par contre, l'est beaucoup mieux. Les Goniatitidés ont donné naissance aux Ammonoïdes de l'ère secondaire ; les Tétrabranchiaux droits et particulièrement le genre *Bactrites* ont donné naissance aux Belemnoïdes qui ne se montrent pas avant dans le Trias.

Il faut citer aussi comme fossiles importants les Brachiopodes, Vers ciliés aujourd'hui rares et relégués dans les profondeurs d'au moins 100 mètres. Ces animaux sont pourvus d'une coquille bivalve qui diffère par plusieurs caractères de celles des Lamellibranches. Le plus important est le mode d'articulation des valves entre elles. Chez les Lamellibranches, l'articulation est telle que la coquille reste béante après la mort ; pour un Brachiopode, la disposition, tout autre, maintient les valves rapprochées. Ce caractère permet de savoir, à première vue, auquel des deux embranchements un fossile appartient. En second lieu, la composition chimique de la coquille n'est pas la même ; elle est formée de Calcite chez les Brachiopodes, d'Aragonite chez les Lamellibranches. Enfin, les premiers possèdent des appendices labiaux (bras) très développés, qui manquent totalement aux seconds ; ces bras sont soutenus par un support calcaire (*appareil brachial* ou *apophysaire*) parfois très compliqué. Cet appareil est souvent très difficile à voir ; mais, lorsqu'il est siliceux, on peut, en faisant lentement dissoudre la roche ambiante dans un acide étendu, obtenir des préparations parfaites (Munier-Chalmas).

Très répandues dans l'ère primaire, les Brachiopodes vont en diminuant d'importance dans les ères suivantes. On doit les ranger parmi les animaux les plus anciennement ap-

parus. On trouve, en effet, dans les premières couches cambriennes, les familles des Lingulidés, des Discinidés, des Orthisidés, etc. La première a persisté jusqu'à nos jours et vit dans les profondeurs de l'océan Pacifique. C'est un bon exemple de type animal se maintenant sans modifications. Les autres familles siluriennes sont les Rhynchonellidés, les Atrypidés et les Spiriféridés; toutes trois passent dans le Dévonien, où elles s'augmentent de formes nouvelles (*Uncites*, *Stringocephalus*). Le Carboniférien est caractérisé par l'importance des familles des Spiriféridés et des Productidés ; mais on n'en compte plus que trente espèces dans le Permien.

L'analogie des formes anciennes et des formes actuelles est assez grande pour que l'on puisse conclure, sans témérité, à l'identité des modes d'existence, et la présence des Brachiopodes dans une couche indique d'autant mieux un dépôt assez profond, que ces animaux, vivant fixés au fond, ont dû être fossilisés en place.

C'est dans l'embranchement des Échinodermes que l'on trouve, peut-être, le plus de formes absolument éteintes aujourd'hui; beaucoup même n'ont pas atteint l'ère secondaire. Tels sont les Cystidés presque exclusivement relégués dans les dépôts siluriens et magistralement décrits par Barrande (1).

Ces formes primordiales, pour la description desquelles nous renvoyons aux traités de paléontologie (2), offrent un intérêt considérable, car les soixante-dix genres connus renferment, sans conteste, la souche commune de toutes les classes d'Échinodernes.

Parmi leurs descendants, il faut citer les Blastoïdes, classe très spécialisée qui ne joue aucun rôle dans la géologie de l'Europe, mais qui est très répandue du Gothlandien au

(1) Barrande, *Système silurien du centre de la Bohême*.

(2) Consulter Coutejean, *Géologie et Paléontologie;* R. Hoernes, *Manuel de paléontologie*, traduit de l'allemand par L. Dollo, et Félix Bernard, *Éléments de paléontologie*.

Permien de l'Amérique, et qui s'est éteinte vers la fin de la période carboniférienne sans laisser de descendance.

C'est également des Cystidés que dérivent les Crinoïdes, Echinodermes vivant fixés au fond des mers par une tige pluriarticulée, et qui, apparaissant dans l'Ordovicien d'Amérique, se retrouvent dans le Gothlandien d'Europe avec une grande variété de formes, et se perpétuent dans le Dévonien, dans le Carboniférien et dans le Permien, pour se renouveler dans l'ère secondaire, et apparaître de nos jours sous forme d'animaux tantôt libres (Comatule de la Méditerranée), tantôt fixés (*Pentacrinus* de la faune abyssale).

Les Oursins véritables, ou Échinides, qui nous fourniront plus tard nombre de fossiles caractéristiques dans les assises secondaires et tertiaires, se montrent dès l'Ordovicien; ils dérivent, eux aussi, des Cystidés par des formes intermédiaires, pour lesquelles on a créé la famille des Cystoéchinidés, conduisant insensiblement aux Échinides vrais de l'ère paléozoïque. Au point de vue stratigraphique, leur importance est nulle à cette époque, mais il est utile de faire remarquer, dès maintenant, l'ancienneté de la classe, qui subit une disparition momentanée dans le Permien.

Nous pourrions répéter pour les Astéroïdes (vulgairement nommés *Etoiles de mer*) ce que nous venons de dire des Échinides. Ces Échinodermes dérivent des Cystidés par certaines formes anciennes, les Cystoastéroïdes, découvertes dans le Silurien d'Amérique. Quant aux Astéroïdes vrais, ils apparaissent un peu plus tard et témoignent d'une grande constance de formes, aucune famille fossile paléozoïque ne manquant de représentants à l'époque actuelle.

Quant aux Holothuridés qui n'ont pas de squelette continu, ce n'est qu'avec de grandes réserves qu'on en peut parler tant au point de vue paléontologique qu'au point de vue stratigraphique. M. R. Etheridge a signalé, dans le Carboniférien écossais, de petits spicules calcaires qu'il attribue à ces animaux.

En continuant à descendre la série animale, l'embran-

chement des Cœlentérés nous montrera encore des ordres animaux très différents de ceux qui vivent dans nos océans. Ce sont, dans la classe des Coralliaires, les Tétracoralliaires construits sur le type bilatéral, ou sur le type tétraméral ; absolument localisés dans les dépôts primaires, ils édifiaient peut-être des récifs coralligènes dans les mers dévoniennes. Les *Favositidés* se rapprochent davantage de nos Hexacoralliaires perforés ; ils abondent dans les couches dévoniennes et carbonifériennes marines. Dans la classe des Hydroïdes, les Graptolites, exclusivement siluriens, formaient des colonies flottantes, ou implantées dans la vase, car on ne les trouve jamais fixées. Chaque Polype était placé dans une loge, et l'ensemble des loges bordait un canal continu avec lequel elles communiquaient. Ce canal se montre, sur les échantillons, bordé par une tige pleine formant l'axe de la colonie, tantôt il y a un axe longé d'une seule rangée de loges (*Monoprionidés*), tantôt l'axe est bordé de chaque côté par une rangée de loges, et il y a deux canaux (*Diprionidés*).

On ne connaît guère les affinités de ce groupe, on peut cependant les rapprocher des Sertularidés actuels. L'opinion la plus répandue à leur sujet est qu'ils forment un groupe éteint sans descendance (Zittel, Hall, Hopkinson, etc.).

Les Graptolites sont très abondants dans tous les schistes siluriens ; leur conservation est généralement mauvaise et la détermination des espèces n'est pas aisée. Cependant, on a observé que les mêmes formes apparaissent partout simultanément, et que la constance des zones à Graptolites ne se limite pas à l'Europe. Dans des contrées très éloignées, comme le Canada et l'Australie, on retrouve, dans les mêmes couches, les mêmes formes de Graptolites associées. Bien qu'on n'ait aucun renseignement sur le genre de vie de ces Hydraires, on peut déduire de là l'uniformité de température de la mer silurienne.

Il faut mentionner encore certaines empreintes tantôt at-

tribuées aux Hydroïdes, tantôt classées dans les Algues et décrites sous le nom d'*Oldhamia* (fig. 27). On admet volontiers aujourd'hui que ce sont des matières minérales soumises à une compression puissante qui ont pris ces apparences. On a trouvé, en effet, *O. radiata* dans un terrain éruptif, ce qui lui ôte tout caractère organique.

Nous ne dirons pas grand'chose des Spongiaires dont l'importance stratigraphique n'est pas en rapport avec la quantité d'individus conservés. On les trouve, dès le Cambrien, dans tous les *facies*, mais surtout dans les formations coralligènes. On en trouve de très abondants gisements dans le Carboniférien écossais, le Dévonien d'Angleterre, etc.

Dans l'embranchement des Protozoaires, ce sont les Foraminifères qui sont les plus importants. Certains représentants de la classe, les *Fusulines*, caractérisent la partie supérieure du Carboniférien de Russie, d'Amérique, de Chine et des Indes. Elles ne dépassent pas l'ère primaire. Une autre famille, celle des Nummulitinés, qui prendra au début de l'ère tertiaire une importance extraordinaire, apparaît dans les couches carbonifériennes, la conservation des coquilles ne permet guère la comparaison entre les formes récentes et primaires.



Fig. 27. *Oldhamia.*

Les Vertébrés primaires sont très importants, surtout au point de vue paléontologique. Ils appartiennent aux trois classes des Poissons, des Batraciens et des Reptiles ; les premiers apparus sont les Poissons. On trouve dans l'Ordovicien du Colorado un grand nombre de plaques osseuses que Walcott considère comme ayant appartenu à des Poissons. Dans le Gothlandien de Ludlow (Pays de Galles), en Galicie, on trouve des dents et des piquants ayant appartenu, semble-t-il, à des Poissons de l'ordre des Sélaciens ; en même temps se montrent les grands Proganoïdes cuirassés dont le squelette est inconnu, mais dont le corps, ou au moins la tête, était protégé par un bouclier d'os dermiques, et qui deviennent plus nombreux dans le Dévonien. On

ne sait presque rien de l'organisation de ces animaux, qui ont donné lieu à de longues discussions. On les a décrits d'abord comme des Crustacés, ou comme des Tortues. plus tard comme des Tuniciers (Cope). Aujourd'hui, on s'accorde assez généralement pour les rapprocher des Ganoïdes. Ils sont complètement éteints.

Comme on les trouve surtout dans le vieux grès rouge d'Écosse (dévonien), de Russie et du Canada, qui est une formation nettement littorale, on pense que ces Poissons vivaient dans des lagunes, ou dans des eaux saumâtres, peut-être dans des lacs. Ce qui appuie encore cette hypothèse, c'est qu'à côté d'eux se rencontrent les Dipneustes, Poissons à squelette à peine ossifié, caractérisés par le mode de suspension de la mâchoire au crâne, par leurs dents larges et peu nombreuses ; ils existent encore et on ne les rencontre que dans les eaux douces des marécages sénégalais, brésiliens et australiens.

Mais les Poissons dominants à l'époque dévonienne sont les Ganoïdes, représentés à la fois par les Crossoptérygiens et les Euganoïdes, sous-ordres représentés de nos jours par un assez petit nombre de genres.

Le nombre des Poissons va en augmentant du Dévonien au Permien. C'est dans les couches carbonifériennes qu'on trouve les Pleuracanthidés, les plus inférieurs des Poissons. Ils devaient exister aux périodes antérieures, et, de l'avis de la plupart des paléontologistes, les épines et les piquants trouvés par Walcott dans l'Ordovicien du Colorado sont des restes de Pleuracanthidés. Les dépôts marins de l'époque carboniférienne sont très riches en restes de Sélaciens dont quelques formes ont persisté et qui sont les ancêtres des Requins et des Raies. La plupart de ces formes s'éteignent au Permien, dans lequel dominent les Ganoïdes du sous-ordre des Acipenséroïdes (type actuel : l'Esturgeon). Parmi eux, le genre *Paleoniscus* peut passer pour caractéristique du Permien de l'Europe occidentale.

La classe des Batraciens apparaît dans la période carbo-

niférienne ; elle est représentée par des formes entièrement éteintes et très intéressantes pour la paléontologie, les Stégocéphales.

Leur colonne vertébrale était incomplètement ossifiée, leur boîte crânienne fermée à la partie supérieure, caractère qui les rapproche des Poissons et les éloigne des Batraciens actuels au crâne ouvert en haut, souvent la face ventrale du corps portait de larges écailles. Les membres, au nombre de quatre, étaient terminés par cinq doigts, ce qui les éloigne des Poissons pour les rapprocher des Batraciens. Les moins organisés (Branchio-Sauriens) avaient à peu près la forme d'une Salamandre et présentent dans leur squelette d'incontestables analogies avec les larves de ces animaux (A. Gaudry) ; il est possible, même, que certains fossiles des Schistes d'Autun soient des larves de Batraciens de grande taille. Une caractéristique des Batraciens disparus est la présence d'un trou à la suture des os pariétaux, trou qui devait correspondre à un œil impair médian, dont les vestiges se retrouvent chez quelques Lézards actuels (1).

Le Carboniférien de Bohême a fourni les restes de Batraciens au corps serpentiforme, complètement dépourvus de membres, qu'on aurait pu confondre avec des serpents sans la forme des vertèbres et la disposition des os du crâne (*Dolichosoma*).

L'évolution des Batraciens vers le type Reptile s'accuse avec les Microsauriens, dont le crâne se rapproche de celui des Lézards, tandis que la colonne vertébrale et les membres sont ceux d'un Stégocéphale ; elle fait un pas de plus avec les Labyrinthodontes abondants dans le Permien, mais qui deviennent des animaux formidables au début de l'époque triasique. Ces animaux présentaient des dents à ivoire divisé par la pulpe en lames rayonnantes fortement plissées ;

(1) Sur la structure histologique de cet œil et son existence chez quelques Reptiles actuels, nous renvoyons aux traités d'Anatomie comparée.

leur crâne allongé, triangulaire, rappelle celui des Crocodiles par deux canaux creusés entre les orbites et les narines. Les plus grands Stégocéphales de l'ère primaire (*Archegosaurus* [fig. 28]) atteignaient au plus $1^m,50$; le mode d'ossification des vertèbres les caractérise nettement comme Batraciens ainsi que la forme de leurs membres pourvus de cinq doigts.

En somme, on doit considérer les Batraciens stégocéphales comme formant un intermédiaire entre les Poissons à poumon (Dipneustes) et les Batraciens actuels, mais ils ne comblent qu'imparfaitement la lacune, car on ignore comment la nageoire radiée des Poissons a pu devenir le membre à cinq doigts dont sont munis les plus anciens Batraciens.

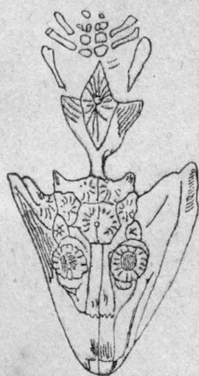


Fig. 28. — Crâne d'*Archegosaurus*.

Le passage des Stégocéphales aux Reptiles est mieux marqué par les Reptiles primaires. On ne les trouve que dans le Permien ; ce sont les Cotylosauriens. Ils ont des Stégocéphales les vertèbres biconcaves, le crâne étalé dans sa région postéro-latérale, le trou pariétal large, les canaux s'étendant des orbites aux narines, la dentition isodonte, avec cependant des dents logées dans des alvéoles ; ils ont des Reptiles, le caractère essentiel de l'articulation de la colonne vertébrale et du crâne par un condyle unique. De ces formes très primitives, on passe insensiblement à d'autres, ayant des caractères reptiliens plus nets, comme la présence au crâne d'une (Thériodontes) ou de deux fosses temporales (Rhynchocéphales).

Flore. — La flore est assez pauvre, ou du moins mal connue, durant les époques silurienne et dévonienne. Les végétaux que l'on a pu déterminer proviennent des assises américaines de Cincinnati, elles appartiennent aux Equisétinées

et aux Lycopodinées que l'on retrouve abondamment durant les époques carboniférienne et permienne.

La flore carboniférienne a présenté à peu près partout une intensité extraordinaire, les végétaux qui la composaient ont, pour la plupart, disparu, ou sont représentés par des espèces de taille médiocre qui ne peuvent donner une idée de l'ampleur de leurs ancêtres primaires.

Les plantes qui ont couvert les continents carbonifériens appartenaient principalement aux deux groupes des Cryptogames vasculaires et de Phanérogames gymnospermes. Ce qui a singulièrement facilité l'étude des végétaux carbonifériens, c'est le grand nombre d'échantillons silicifiés que l'on a rencontrés, notamment dans le bassin houiller de Saint-Etienne. Les plantes les plus répandues étaient des Lycopodinées (Lepidodendron), des Fougères arborescentes et herbacées, les premières atteignaient 15 et 20 mètres de hauteur, les frondes des autres dépassaient quelquefois 10 mètres (*Sphenopteris*, *Nevropteris*, *Alethopteris*, etc.), des Prêles (Equisétacées), atteignant 4 et 5 mètres de hauteur (Calamites), des Annulariées, Equisétacées à deux sortes de spores (Hétérosporées), des plantes intermédiaires entre les Cryptogames vasculaires et les Phanérogames (Calamodendrées, Cordaïtes), enfin de vraies Gymnospermes (*Walchia* [fig. 29], *Dicranophyllum*).



Fig. 29. Cone de *Walchia*.

L'accumulation de ces végétaux, ou des débris de ces végétaux dans les lacs, ou dans les estuaires, a produit la Houille caractéristique de l'époque carboniférienne (1).

Durant la période permienne, la flore carboniférienne s'atténue rapidement; les Calamites et les Fougères, d'abord nombreuses, le cèdent, en Europe du moins, aux Conifères

(1) Voir plus loin les théories actuelles sur la formation de ce minéral.

(*Walchia*, *Ulmannia*, *Gingkophyllum*, *Gingko*). En dehors de l'Europe, dans l'Inde et en Afrique, la succession est beaucoup plus rapide. Les Equisétacées, les Lépidodendrées disparaissent très vite, laissant la place aux Conifères et à des Fougères, ayant plus d'affinités avec les Fougères actuelles.

Caractères stratigraphiques. — Nous étudierons séparément les caractères stratigraphiques des cinq systèmes primaires dans l'ordre chronologique tel qu'il est indiqué au tableau de la page 396.

I. *Système précambien.*

Au-dessus du terrain archéen, existe un ensemble d'assises sédimentaires métamorphisées; ce sont des Phyllades, c'est-à-dire des Schistes à éléments cristallins, entremêlés de Quartzites, de Conglomérats et de Calcaires impurs (1). Dans ces dépôts, les restes organiques sont très rares, ce sont des traces assez incertaines de Vers marins, que l'on décrit sous le nom d'*Arenicolites*. On croit aussi avoir trouvé dans les premières formations précambriennes d'Amérique des pistes d'animaux marins. En admettant même que le fait fût exact, le Précambrien n'en reste pas moins très pauvre en restes organiques, et il est bien difficile de supposer que la faune, déjà si riche du Cambrien, n'ait pas été précédée d'une faune moins abondante peut-être, mais manifeste. Les phénomènes de métamorphisme suffisent amplement à expliquer la disparition de tous les restes organisés.

Distribution géographique. — Nous trouvons en France le système précambrien très développé dans diverses régions.

(1) Ce système, confondu avec la base du silurien par Elie de Beaumont, en a été séparé pour la première fois par le professeur Hébert, qui lui avait donné le nom d'*archéen*. Nous avons vu que ce nom sert aujourd'hui à désigner un autre ensemble de formations.

En Bretagne, les Schistes de Rennes, les Phyllades de Douarnenez, sont rapportés à ce système. Dans le Cotentin, les Phyllades de Saint-Lô à surface altérée, argileuse, que l'on retrouve à Granville, à Jersey, à Cherbourg, doivent encore être rapportés à la période précambrienne.

Les assises se retrouvent avec les mêmes caractères, dans la Vendée et le Maine, sur la lisière occidentale du plateau central, dans les Cévennes, dans la montagne Noire et dans les Pyrénées, aux environs de Luchon. Dans les autres contrées de l'Europe, les caractères sont à peu près identiques. En Scandinavie, toutefois, la série qui surmonte l'archéen, est un ensemble de Grès et de Conglomérats, auquel on a donné le nom de *Sparagmite* ; ce sont des dépôts d'aspect très variable, de couleur grise ou rouge et formés de fragments quartzeux ou feldspathiques. En Bohême, le précambrien forme l'étage *B* de Barrande, qui décrivait sous le nom d'étage *A* les Schistes cristallins du terrain archéen.

Les géologues américains divisent le précambrien en deux étages : le Huronien à la base et le Keweenawien au sommet. Le premier est très riche en minerai de fer. Au lac Supérieur, le Keweenawien forme une série de sédiments détritiques, Grès et Conglomérats, entremêlés de nappes éruptives de Diabases, de Mélaphyres, de Gabbros et de Granite. Dans toute cette série, se trouvent d'importants gîtes de Cuivre natif, disséminés dans les conglomérats, ou formant des filons dans les Diabases.

II. *Système silurien.*

Les conditions dans lesquelles se sont effectués les dépôts siluriens ont été probablement très normales. Ainsi, dans les pays comme la Russie, où aucune dislocation n'est venue bouleverser l'ordre primitif des couches, rien ne distingue les assises siluriennes des formations modernes. Tous les genres de roches exogènes sont représentés, et chaque fois que l'élément cristallin apparaît dans un dépôt, il est

facile de retrouver son origine, soit dans le dynamométamorphisme, soit dans l'action chimique d'une roche éruptive épanchée dans le voisinage. Ces caractères prouvent que dès le début de la période silurienne, les océans avaient une composition analogue, sinon identique, à celle de nos mers.

Les formations prédominantes sont les dépôts littoraux qui attestent l'existence de rivages instables, souvent déplacés par la mer. Malgré cette instabilité, on peut reconnaître, au grain des conglomérats, la place des rivages battus par les vagues, et l'on voit se dessiner l'ébauche d'un



Fig. 30. — Silurien de la pointe Saint-David's.

1. Assises précambiennes. — 2. Conglomérat. — 3. Schistes à *Paradoxides*. 4. Lingula-Flags. — 5. Grès de Tremadoc. — 6. Grès d'Arenig. — 7. Schistes de Llandeilo. — 8. Calcaire de Bala. — 9. Grès de Caradoc.

continent qui occupait dans l'hémisphère nord une zone allant de la Finlande au Canada en passant par l'Ecosse (continent paléarctique). Au sud de cette zone, dont les dépôts arénacés attestent l'existence, les facies marins dominent exclusivement. Dans les dernières assises du système se rencontrent quelques formations terrestres à végétation médiocre et presque entièrement dépourvues de débris d'animaux.

Distribution géographique. — C'est en Angleterre, dans le Shropshire et dans le Pays de Galles, que l'on trouve la série des assises siluriennes avec son développement le plus complet.

Dans le Pays de Galles, un Conglomérat rougeâtre, non fossilifère, repose en discordance sur les dernières assises précambriennes. Ce conglomérat, première assise du Cam-

brien, supporte en concordance les ardoises pourprées de Llanberis, contenant des traces d'Annélides et quelques Brachiopodes (*Lingulella*, *Discina*). Ces ardoises correspondent aux assises de Caerfai, bien représentées à la pointe Saint-David's (fig. 30) par une assise de Schistes intercalée entre deux assises de Grès, contenant des Trilobites du genre *Olenellus*.

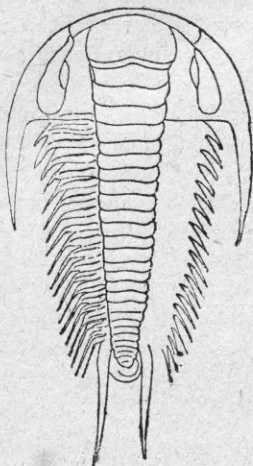


Fig. 31. — *Paradoxides*.

La série qui succède aux couches à *Olenellus* est décrite par les géologues anglais, sous le nom de *groupe de Solva*, ou de Grès de Harlech. On y trouve surtout des Schistes caractérisés par des Trilobites du genre *Paradoxides* (fig. 31). Aux Schistes de Solva succèdent les Grès ménéviens à *Paradoxides*, terminés par des Schistes caractérisés aussi par un Paradoxide et par un Brachiopode du genre *Orthis*.

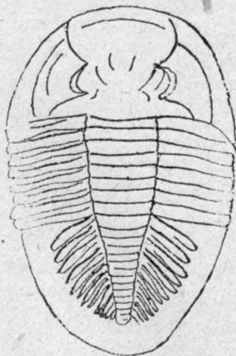


Fig. 32. — *Asaphus*.

Dans la série qui termine le Cambrien, connue sous le nom de *Lingula-Flags* et d'assise de Tremadoc, les Brachiopodes (*Lingules*) abondent à la base, mais les Trilobites du genre *Paradoxides* se font rares et se mélangent aux genres *Agnostus*, *Asaphus* (fig. 32), *Calymene*, *Trinucleus*, etc.

Dans sa magistrale étude sur le système silurien de Bohême, Barrande avait classé les assises surtout d'après les Trilobites et il avait désigné la faune des assises inférieures, sous le nom de *faune*

primordiale (*étage C*). On peut dire que l'assise de Trémadoc, qui termine l'époque cambrienne, est caractérisée par un mélange de faunes primordiale et seconde.

L'assise des Schistes et des Grès d'Arenig par laquelle débute l'époque ordovicienne, présente le même mélange de Brachiopodes, de Trilobites, du genre *Paradoxides* et des genres énumérés plus haut; mais, elle a ceci de remarquable, c'est d'être la première assise silurienne renfermant des Graptolites.

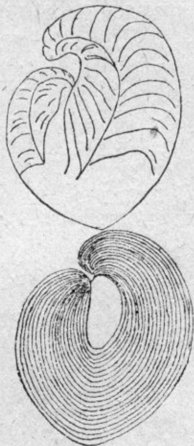


Fig. 33. — *Pentamerus*.

La faune seconde de Barrande (*étage D*) apparaît nettement dans les autres couches ordoviciennes, représentées par les Schistes noirs et argileux de Llandeilo, à grands Trilobites (*Ogygia*), les Calcaires de Bala, à Cystidés, et les Grès de Caradoc, à *Trinucleus;* les Brachiopodes, les Orthocères et les Graptolites sont abondants dans ces trois assises.

L'étage gothlandien surmonte immédiatement l'assise de Caradoc; c'est d'abord l'assise des Schistes de Llandovery très riche en Diprionidés (*Diplograptus*) et en Monoprionidés (*Monograptus*), à laquelle succède tantôt un Calcaire, tantôt un Grès (Grès de May-Hill) à Trilobites (*Illœnus*, *Calymene*) et à Brachiopodes (*Pentamerus* [fig. 33]); puis les Schistes de Tarannon à Monoprionidés. Ce premier sous-étage du Gothlandien renferme encore un certain nombre de fossiles de la faune précédente; les couches suivantes, qui forment le Gothlandien proprement dit, contiennent surtout la faune que Barrande a qualifiée, en Bohême, *faune troisième*. L'assise la plus inférieure est le Calcaire de Woolhope avec des Trilobites du genre *Homalonotus* (fig. 34), des Brachiopodes (*Orthis* et *Rhynchonella*), des Lamellibranches (*Cardiola*), des Céphalopodes (*Orthoceras*) et quelques *Monograptus*; une assise

de Schistes (Schistes de Wenlock) la surmonte, elle renferme à peu près la même faune ; un marbre cristallin rempli de Polypiers et de Crinoïdes lui succède ; c'est le Calcaire de Wenlock à faune extrêmement riche.

En Angleterre, le Silurien se termine par l'assise de Ludlow, se subdivisant : 1° en Schistes gris de Ludlow à Céphalopodes droits et enroulés (Trochocères, Orthocères) et à Graptolites ; 2° en Calcaire cristallin d'Aymestry, que sa faune seule distingue du calcaire de Wenlock. Il est relativement plus pauvre en Trilobites et plus riche en Brachiopodes ; on y trouve aussi les derniers Graptolites ; à sa partie supérieure, il se transforme en un Grès micacé à Brachiopodes (*Orthis*, *Athyris*) ; 3° le Grès de Downton, qui forme l'assise de passage entre le Gothlandien et le vieux Grès rouge (*old red Sandstone*) dévonien qui le recouvre immédiatement. Ce Grès de Downton ou *Tilestone* est rougeâtre ; il renferme, à sa partie inférieure, la faune silurienne (Orthocères, Lingules), et, à sa partie supérieure, une couche à ossements (*Bone-bed*), dans laquelle on trouve des Poissons du Dévonien, des Mérostomes (*Eurypterus*, *Pterygotus*) et des Lycopodiacées.



Fig. 34.
Homalonotus.

En Écosse, le Silurien est assez différent du Silurien anglais et se rapproche du Silurien scandinave ; toutefois, l'assise d'Arenig, dans l'Ordovicien, et l'assise gotlandienne de Ludlow ne sont pas représentées.

En Scandinavie, au contraire, toutes les assises sont remarquablement développées.

Le Cambrien le plus inférieur est un Grès renfermant des empreintes peu nettement définies qu'on décrit sous le nom d'*Eophyton ;* cette assise correspond au groupe de Caerfai et aux ardoises de Llanberis. Seulement, au-dessus, viennent des couches qui n'ont pas d'équivalent en Angleterre ; ce sont des Grès à traces d'Algues marines (*Fucoïdes*) et

dans lesquels on a trouvé une Lingule. Toutes ces assises inférieures sont surmontées par une zone à Trilobites (*Olenellus*, *Ellipsocephalus*), qui existe aussi en Angleterre à la partie supérieure du groupe de Caerfai.

Le groupe de Solva est représenté par des Schistes noirs alunifères ayant une faune identique à celle des Schistes ménéviens. Cette série se termine par des couches à *Olenus* (fig. 35) et à Lingules identiques au Tremadoc, quoique beaucoup moins épaisses. Les étages ordovicien et gothlandien forment, en Scandinavie, de puissantes assises décrites sousle nom de *Schistes à Graptolites*. Les plus inférieurs, verts et noirs, renferment le genre *Phyllograptus* avec des bancs calcaires à Orthocères; ils correspondent à l'assise d'Arenig. La zone moyenne est caractérisée par les *Dicellograptus* et correspond à la partie supérieure de l'Ordovicien anglais. On y trouve souvent, intercalés, des bancs calcaires à Cystidés, comme dans le Calcaire de Bala, et sa partie supérieure renferme les *Trinucleus* de la faune de Caradoc. Les Schistes supérieurs contiennent les Graptolites des genres *Monograptus*, *Rastrites*, etc., de la faune de Llandovery et de Wenlock. Au-dessus viennent des assises calcaires dépourvues de Graptolites, mais contenant des Orthocères, des Calymènes et une faune identique à celle de Ludlow.

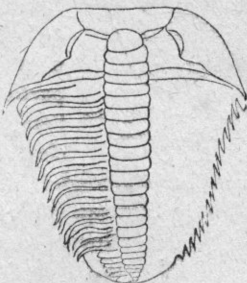


Fig. 35. — *Olenus*.

Dans l'île de Gothland, le Silurien supérieur est remarquablement développé; on y retrouve, très complète, la série des assises de Ludlow. A la base sont des zones schisteuses rouges à Orthocères et à Pentamères de la faune de May-Hill. L'assise de Wenlock est représentée par des Calcaires et des Schistes marneux à *Illænus*, *Homalonotus*, *Rhynchonella*, etc. Des couches à grands Crustacés dévoniens (*Pterygotus*), à Orthocères et contenant les derniers Grapto-

lites, sont homologues des assises de Ludlow; vient ensuite un Conglomérat à Crinoïdes renfermant des Pentamères, des *Orthis* et des Céphalopodes enroulés, qui semble tout à fait comparable à l'étage d'Aymestry; au-dessus, enfin, un Calcaire à Céphalopodes et à Hydroïdes (Stromatopores) est l'équivalent du Grès micacé.



Fig. 36. — *Calymene Blumenbachi*.

La faune de Gothland a fourni plus de mille espèces différentes (Lindström).

En Bohême, le Silurien est très bien connu grâce aux travaux classiques de J. Barrande sur le système silurien du centre de la Bohême. Il avait divisé le Silurien en neuf étages, desquels les étages A et B appartiennent à l'Archéen et au Précambrien; l'étage C est celui de la faune primordiale : c'est le Cambrien ; D représente l'Ordovicien (faune seconde) ; de E à H, la faune troisième caractérisait le Silurien supérieur. Aujourd'hui, on retranche du Silurien tout ce qui est au-dessus des premières assises de l'étage F.



Fig. 37. Fragment de coquille d'Orthocère.

L'étage C ne correspond, par sa faune de Trilobites (*Paradoxides*, *Agnostus*, *Ellipsocephalus*, *Sao*), qu'à la partie moyenne du Cambrien (qu'on nomme parfois le *sous-étage acadien*).

L'étage D contient, dans sa première assise, beaucoup de Lingules, ce qui semble le rapprocher du Cambrien supérieur (*sous-étage postdamien*). Le reste de l'étage D ne contient pas de fossiles de la faune primordiale, mais on y trouve les fossiles de l'Ordovicien anglais, sans toutefois qu'il soit possible d'établir l'équivalence des assises.

La région a été assez disloquée pour que, par places, on trouve l'étage E intercalé en concordance dans les couches de l'étage D. Ce fait, bien établi aujourd'hui, avait été interprété différemment par Barrande. Il supposait que l'apparition momentanée de la faune troisième dans la faune

seconde était le résultat de migrations de cette faune avant son établissement définitif.

L'étage E est nettement séparé du précédent; on ne trouve nulle part, en Bohême, ce mélange des faunes seconde et troisième que nous avons signalé à Llandovery et à May-Hill, par exemple. La faune troisième est extrêmement riche. Les principaux genres de Trilobites sont : *Calymene* (fig. 36), *Phacops*, *Illœnus;* de Brachiopodes : *Atrypa*, *Leptœna*, *Orthis*, *Pentamerus*, *Spirifer;* de Céphalopodes : *Orthoceras* (fig. 37), *Gomphoceras*, *Nautilus* (fig. 38), avec prédominance des premiers. Les Lamellibranches sont représentés par les genres *Mitylus*, *Avicula*, *Cardiola*, les Gastéropodes par les genres *Euomphalus* (fig. 39), *Murchisonia*, et les Cœlentérés par *Cystograptus*, *Monograptus*, *Favosites*, etc.

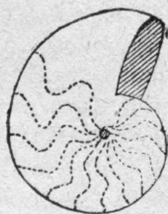


Fig. 38. — *Nautilus*

D'autres régions de l'Europe centrale, la Bavière, la Thuringe, la Saxe, renferment les dépôts siluriens à Graptolites, mais les assises cambriennes n'y ont pas été découvertes.

En France, diverses régions contiennent les formations siluriennes assez complètement développées, sauf les assises inférieures.

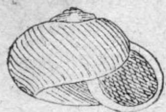


Fig. 39.— *Euomphalus*

On attribue à l'étage Cambrien des Poudingues à pâte rougeâtre liant des galets de quartz, qui, dans le Cotentin (Granville, la Hague), reposent en discordance sur les Phyllades précambriens. Dans la vallée de la Laize, ce poudingue supporte en concordance des Schistes rouges et de puissantes masses calcaires et schisteuses supportant une Arkose feldspathique recouverte par un Grès blanc, dur et compact comme un Quartzite (Grès armoricain), que l'on place à la base de l'Ordovicien, à cause des fossiles qu'il renferme et qui se rapportent aux assises d'Arenig. C'est la détermination de l'équivalence du Grès armoricain avec l'assise

d'Arenig qui a conduit à placer dans le Cambrien les assises que nous énumérons, la discordance de stratification ne permettant pas de les attribuer au précambrien, bien qu'ils ne renferment, comme restes organisés, que des trous d'Annélides. Comme nous le verrons plus tard, le dépôt des assises cambriennes a été accompagné, dans ces parages, de phénomènes éruptifs qui ont dû troubler les circonstances de la sédimentation, ce qui peut expliquer l'absence de fossiles.

Le Grès armoricain, correspondant à l'assise anglaise d'Arenig, forme la base de l'étage ordovicien. Il est très développé dans l'ouest de la France et joue un rôle important dans l'orographie de la Bretagne et du Cotentin ; c'est lui qui, dans ce dernier pays, constitue les roches de la vallée de la Cance et la crête qui s'étend de Bagnoles-de-l'Orne jusqu'à Mortain. Il n'est pas très fossilifère. Les restes qu'on y trouve sont surtout des empreintes appelées *Bilobites* et *Tigillites* (abondantes à la montagne du Roule à Cherbourg) ; mais les assises supérieures renferment des Lingules, des Lamellibranches et quelquefois un Trilobite du genre *Asaphus;* dans le Morbihan, le Grès armoricain se charge d'oxyde de fer et a été exploité comme minerai (mine de Coatquidam).

Dans le Cotentin, sur le Grès à Tigillites et en concordance de stratification reposent des Schistes d'un gris bleuâtre, dits *Schistes à Calymène*, dont la faune, assez riche, renferme les Trilobites de l'assise de Llandeilo (*Calymene*, *Illænus*, *Ogygia*). En Bretagne, les couches schisteuses superposées au Grès armoricain sont très ferrugineuses et exploitées comme minerais de Fer (mine de Bourberouge, près de Mortain) ; ils renferment rarement des fossiles, à la base ; plus haut, on y trouve les mêmes Trilobites que dans le Cotentin ; on les trouve à Morgat, à Dinan, à Camaret. Les assises à *Calymene* forment, dans l'Anjou, les ardoises de Trélazé, renfermant de grands Trilobites déformés.

Dans la vallée de la Laize, les zones à *Calymene* suppor-

tent un Grès bien différent d'aspect du Grès armoricain; il forme de minces plaquettes roses ou grises et n'a pas la compacité du premier; c'est le Grès de May offrant une faune un peu différente de celle des Schistes et renfermant surtout des Trilobites des genres *Homalonotus*, *Dalmanites*. etc., de la faune de Bala. Ce Grès forme, près de Cherbourg, entre Sottevast et Martinvast, un Psammite; on le retrouve à Domfront et à Saint-Germain-sur-Ille en Bretagne; là, il renferme quelques Graptolites.

Le Grès de May supporte une assise dite *Grès de Cherbourg*, puis des Schistes à *Trinucleus*, à *Illœnus* et à *Acidaspis*, de la faune de Caradoc; on les trouve à Domfront et dans divers points de la Bretagne (Schistes de Riadan).

Les Schistes gréseux de Domfront à *Trinucleus* sont surmontés par des Schistes argileux violacés très riches en matières charbonneuses (Ampélites). On y trouve beaucoup de Graptolites et de moules d'Orthocères.

Ces Ampélites se retrouvent, avec faune identique, à Saint-Sauveur-le-Vicomte.

Dans le Calvados, les Schistes ne contiennent pas de matières charbonneuses, mais on les trouve subordonnées à une masse calcaire charbonneuse, en lentilles, qui renferme beaucoup d'Orthocères, de Graptolites et de *Cardiola*; c'est la dernière assise silurienne de la France occidentale. Sa faune l'identifie à peu près complètement avec l'assise de Ludlow.

En Bretagne, c'est près de Rennes et dans la presqu'île de Crozon (Finistère) que se trouvent les Ampélites, toujours avec leur faune, plus ou moins abondante, de Graptolites et d'Orthocères.

En Anjou, les Schistes à Calymène sont séparés des Ampélites par une assise de Phtanites ou de Quartzites riches en Graptolites. Ces Quartzites représentent la base du Gothlandien (assise de Llandovery), tandis que les Ampélites sont équivalents à l'assise de Wenlock. Le Calcaire ampéliteux du Calvados a son homologue en Anjou dans l'assise de la

Meignanne, exploitée à Angers comme pierre à chaux. Les Orthocères et les *Cardiola* qu'elle renferme l'homologuent aux assises de Ludlow.

Si nous abandonnons l'ouest de la France pour passer au massif ardennais, nous trouvons le Cambrien très développé dans la vallée de la Meuse. Il est formé par une série de Phyllades et d'ardoises, que l'on peut décomposer comme il suit : 1° ardoises violettes de Fumay, analogues à celles de Llanberis ; 2° Schistes pyriteux de Revin, comparables aux Lingula-Flags ; 3° ardoises de Deville ; 4° Schistes pyriteux de Bogny (Gosselet).

Il y a, dans ces couches, un très petit nombre de fossiles ; on a trouvé, dans les ardoises de Fumay, quelques empreintes d'Annélides ; dans les assises de Revin, des empreintes attribuées à des Hydroïdes (*Dictyonema*) ; quelques rares Lingules et un Trilobite (*Agnostus*) dans les ardoises de Deville. Ce sont les raisons qui font qu'on rapporte les ardoises de la vallée de la Meuse au Cambrien et non au Précambrien.

Les autres étages siluriens ne se trouvent que plus au Nord, dans le Brabant et dans le Condros, et ils sont moins développés que dans la Normandie, dans la Bretagne et dans l'Anjou. Les Schistes de Huy-Statte représentent l'Arenig anglais, dont ils contiennent les Graptolites ; les Schistes de Gembloux sont reliés par leur faune au Caradoc, et ces deux assises composent tout l'Ordovicien de la contrée.

Le Gothlandien est un peu mieux représenté. L'équivalent du Llandovery est fourni par les Schistes à Graptolites de Grandmanil ; les couches de Tarannon ont pour homologues le Grès à *Monograptus* de Grandmanil et Nannine ; des Schistes bruns renferment des Orthocères, des *Cardiola* et des Graptolites qui l'identifient au Wenlock, tandis qu'au Ludlow correspondent les assises schisteuses de Fosse.

Le système silurien est encore bien représenté dans les Pyrénées, sauf l'étage cambrien qui est localisé dans le Languedoc, à Faveyroles, près de Ferrols-la-Montagne. Ce

point est la seule localité de France où l'on ait, jusqu'à présent, trouvé la faune primordiale de Barrande.

Les couches découvertes sont trois assises de Schistes, les uns violacés, les autres jaunes, les autres verts et quartzeux ; ils renferment en abondance des débris de *Paradoxides* et d'*Agnostus* de la faune de Solva et du Grès ménévien ; le groupe de Caerfai et les assises de Tremadoc n'ont pas encore été trouvés (Bergeron).

Le reste du système se rencontre en assises schisteuses et calcaires. A Cier et à Guran, on a découvert un Schiste dur à Crinoïdes, qui peut correspondre aux couches de Llandeilo.

Le Gothlandien est plus complet. Les Schistes de Sentein à *Trinucleus* et à Graptolites représentent bien le Llandovery et le Wenlock, tandis que le Calcaire ampéliteux à *Cardiola* correspond au Ludlow.

En dehors de France, le Silurien affleure encore en Espagne, en Sardaigne ; mais c'est en Russie qu'il montre le développement le plus considérable et le plus remarquable surtout par l'horizontalité des couches, qui sont argileuses, sableuses, schisteuses, comme les sédiments les moins anciens ; la concordance avec les assises siluriennes anglaises est presque absolue.

Hors de l'Europe, on retrouve le système dans l'Inde, en Chine, en Australie ; mais, nulle part, il n'atteint une puissance comparable à celle qu'il possède dans les États-Unis d'Amérique.

Le Cambrien y forme trois sous-étages très nettement distincts : 1° à la base, le Géorgien, formé par des Schistes, des Calcaires, des Grès à *Olenellus* et équivalents aux premières assises d'Angleterre ; 2° l'Acadien, composé de Schistes et de Calcaires à *Paradoxides* (Solva, Grès ménévien, etc.) ; 3° le Potsdamien, formé de Grès à *Olenus* et à Lingules (Lingula-Flags, Tremadoc) ; dans ces Grès apparaissent les Graptolites.

L'assise d'Arenig a son équivalent dans les Grès de New-York et dans les Calcaires de Chazy, qui renferment un

mélange des faunes potsdamienne et ordovicienne. Le Calcaire à *Illænus* de Trenton, les schistes d'Utica à *Asaphus* et les Calcaires de Cincinnati à *Trinucleus* et à Calymènes, correspondent aux assises de Llandeilo, de Bala et de Caradoc. Ces Calcaires renferment les premiers végétaux terrestres connus (*Sphenophyllum*, *Psilophyton*).

Plus haut, les Grès de Medina et de Clinton renferment la faune de Llandovery. Les Calcaires et les Schistes du Niagara renferment les Calymènes et les Pentamères du Wenlock. On y a trouvé des Crustacés mérostomes du genre *Pterygotus* (Dawson et Grant).

La fin du Gothlandien est très remarquable par la présence, dans les Schistes, de Gypse provenant probablement de la transformation d'un Calcaire sous l'influence d'émanations sulfureuses et même sulfuriques postérieures au dépôt des sédiments (assises d'Onondaga).

Le dernier étage silurien est un Calcaire hydraulique à grands Mérostomes (*Eurypterus*), correspondant au Grès de Downton.

Le Silurien américain se prolonge au nord jusqu'au 82e degré de latitude; les différences entre ce système et celui de l'Angleterre sont assez faibles pour qu'il n'y ait pas lieu de considérer un facies américain. D'autre part, la présence de Graptolites simultanément à 8 degrés du pôle, en Australie, en Amérique, en Europe, indique nettement des conditions biologiques uniformes (1).

III. *Système dévonien.*

Distribution géographique. — France. — C'est dans le massif ardennais que nous trouverons la série typique des sédiments dévoniens.

Dans cette région, où l'on trouve les dépôts littoraux les plus variés, existait un détroit qui faisait communiquer un

(1) On trouvera, au dernier chapitre, des objections à cette manière de considérer l'état de la Terre silurienne.

océan westphalien avec une mer occidentale occupant la Manche actuelle et la partie française avoisinante (fig. 40 et 41). Dans ce détroit s'avançait une presqu'île où se trouve aujourd'hui Rocroi, et Charleville se trouvait au fond d'un golfe au large duquel Stavelot et Serpont formaient deux îles

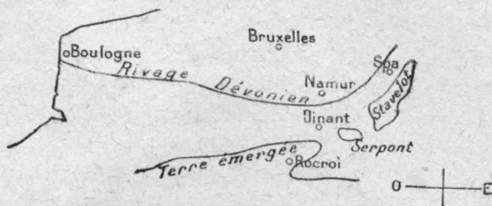


Fig. 40. — Détroit westphalien au début de la période dévonienne.

peu étendues. Les études de M. Gosselet montrent que, durant le Coblentzien, le rivage méridional du détroit s'est augmenté de l'île de Serpont et que le golfe de Charleville s'est comblé. La fin du Coblentzien a vu la fermeture com-

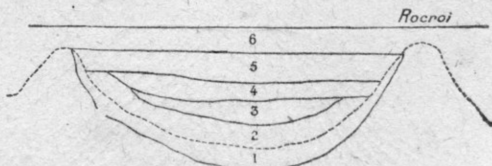


Fig. 41. — Coupe du détroit dévonien suivant la ligne Rocroi-Namur.
1. Gédinnien. — 2. Coblentzien. — 3. Eifélien. — 4. Givétien.
5. Frasnien. — 6. Famennien.

plète du détroit du côté de l'Est. Les dépôts eiféliens se sont effectués dans ce golfe; mais, durant le Givétien, la mer a gagné vers le Nord, et le détroit s'est ouvert de nouveau vers l'emplacement de Liège, et c'est dans ces mers communiquant de nouveau que se sont déposés les sédiments frasniens et famenniens.

L'assise la plus inférieure est un Poudingue, dit *Poudingue à Fépin*, qui, en divers points de la vallée de la Meuse,

repose en stratification discordante sur les Phyllades cambriens (roche aux Corpias [fig. 42], roche à Fépin [fig. 43]); on n'y a pas rencontré de fossiles, mais le Poudingue est surmonté d'une Arkose (Arkose d'Haybes), qui conserve des

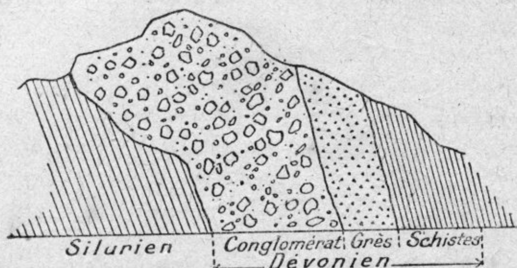


Fig. 42. — Roche aux Corpias (Ardennes). Contact du Silurien et du Dévonien.

restes d'Orthocères; l'assise suivante, ou Schiste de Mondrepuits, est en certains points très fossilifère; elle contient des Trilobites (*Homalonotus*), des Tentaculites, des *Spirifer*

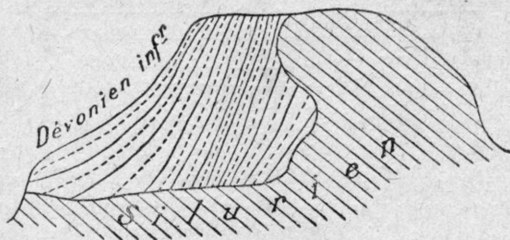


Fig. 43. — Contact des assises dévoniennes et siluriennes à la roche à Fépin.

(*Sp. Mercuri*); l'horizon de Mondrepuits est remplacé parfois par un Quartzophyllade contenant de l'Oligiste. Les Schistes fossilifères de Mondrepuits sont surmontés par les Schistes rouges et verts de Charleville et les assises schisteuses de Saint-Hubert; ces dernières peuvent se présenter sous beaucoup d'aspects divers (Gosselet).

Tout cet ensemble représente le Dévonien le plus inférieur, ou étage gédinnien ; le Coblentzien est beaucoup plus riche en fossiles.

Il débute par un Grès tantôt rose, tantôt blanc, dans lequel on trouve des minéraux de métamorphisme assez nombreux ; c'est le Grès d'Anor, contenant des Brachiopodes : *Leptæna*, *Spirifer* (*L. Murchisoni* et *Sp. paradoxus*) ; des Lamellibranches (*Avicula*), des Favositidés (*Pleurodictyum problematicum*) ; parmi ces fossiles, le *Pleurodictyum* et la *Leptæna Murchisoni* sont communs à toutes les assises coblentziennes. La Grauwacke de Montigny qui les surmonte est riche en *Spirifer* (fig. 44) et en Brachiopodes (*Athyris undata*), tandis que les Grès et les Schistes de Vireux sont peu fossilifères (*Sp. speciosus* et *Sp. paradoxus*) ; l'étage se termine par la Grauwacke d'Hierges à *Sp. cultrijugatus* et *Sp. arduennensis*.



Fig. 44. — *Spirifer*.

L'Eifélien est surtout schisteux (Schistes à *Calceola*) et quelquefois calcaire ; le Calcaire de Couvin, par exemple, est bleu foncé, dur et compact. Les fossiles y sont nombreux. Ce sont des Trilobites : *Phacops*, *Bronteus* (fig. 45) ; des Céphalopodes : *Gyroceras* ; des Brachiopodes : *Spirifer*, *Pentamerus*, *Productus*, *Orthis* ; des Hexacoralliaires : *Cystiphyllum*, *Calceola sandalina*.

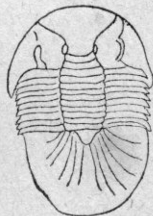


Fig. 45. — *Bronteus*.

Le Givétien est uniquement formé par le Calcaire de Givet, sorte de marbre noir très riche en Brachiopodes : *Spirifer*, *Stringocephalus* (fig. 46), *Uncites*. Le marbre Charlemagne et le marbre Sainte-Anne appartiennent à cet étage ; pour quelques auteurs, ils ont une origine corallienne (Dupont). Aux environs de Namur, le Givétien affecte un facies différent ; il est formé de Poudingues (Poudingue de Pairy-Bony), de Grès, puis d'un Calcaire à Stringocéphales, assez peu épais.

L'étage frasnien, schisteux et calcaire, est caractérisé par les Brachiopodes : *Atrypa reticularis*, *Orthis striatula*, *Spirifer Verneuilli* (fig. 47), *Rhynchonella cuboides*, et des Céphalopodes (*Goniatites*). Les Calcaires frasniens, bleus, verts ou rouges, sont peut-être aussi d'origine corallienne (Dupont).

Le Famennien présente deux facies (Gosselet), l'un schisteux (Schistes de la Famenne), l'autre arénacé (Psammites du Condros), caractérisés par *Spirifer disjunctus*, *Atrypa reticularis* et *Rhynchonella Omaliusi*. Dans les Psammites, on a trouvé des débris de Proganoïdes et d'assez nombreux restes de végétaux (*Archeopteris*, *Sphenopteris*).

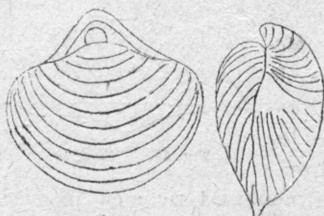


Fig. 46. — *Stringocephalus Burtini*.

Pour résumer les caractères du Dévonien ardennais, on peut dire que la diversité des dépôts est l'indice d'un caractère littoral ; en outre, en un point donné, les lacunes sont nombreuses, ce qui indique la mobilité du sol ; la coloration vive des sédiments prouve, en outre, que l'action chimique n'a pas été étrangère à la formation des assises.



Fig. 47. — *Spirifer Verneuilli*.

En restant dans le nord de la France, on trouve, dans le Boulonnais, une série d'assises dévoniennes assez bien développées.

Les étages inférieurs manquent ; mais le Givétien est représenté par le calcaire de Blacourt à *Orthis striatula*, et par des Grès à *Lepidodendron* et *Psilophyton* ; le Frasnien, par les Schistes de Beaulieu et par le Calcaire de Ferques, quelquefois exploité comme marbre ; il est schisteux et très fossilifère ; au sommet, on y trouve les Brachiopodes caractéristiques : *Spirifer Verneuilli*, *Atrypa* etc. Le

Famennien est représenté par les Psammites jaunes de Fiennes et de Sainte-Godelaine.

Dans la France occidentale, le massif normand-armoricain présente dans son ensemble un système dévonien complet, bien que les assises soient moins nombreuses que dans les Ardennes.

Le Gédinnien est représenté par les Schistes et par les Quartzites de Plougastel, renfermant un mélange des faunes silurienne et dévonienne ; les Schistes reposent, dans la presqu'île de Crozon (Finistère), sur des assises renfermant la faune troisième.

Le Grès d'Anor est représenté, dans la rade de Brest, à Landevennec, par un Grès blanc, et la Grauwacke de Montigny a pour équivalent la Grauwacke du Faou ; le Calcaire de l'île Ronde contient des espèces du Coblentzien.

On trouve cet étage beaucoup plus développé non loin de Cherbourg, à Néhou. Les fossiles communs de ce gisement sont : *Leptœna Murchisoni*, *Athyris undata* ; des Trilobites (*Homalonotus*, *Bronteus*, *Phacops*) ; des *Spirifer*, des Pentamères, etc. Les Schistes supérieurs de Néhou, correspondant à ceux du Fret (rade de Brest), sont caractérisés par *Pleurodictyum problematicum* et *Spirifer cultrijugatus*.

Le marbre d'Erbray, près de Châteaubriant, appartient au même horizon, ou à un horizon un peu inférieur. Le Coblentzien se trouve de la sorte très bien représenté dans la France occidentale. Les étages supérieurs le sont moins bien.

On trouve, autour de Brest, les Schistes de Porsguen, supérieurs aux Schistes du Fret et répondant partie à l'Eifélien, partie au Givétien. C'est dans l'Anjou, aux environs de Chalonnes et d'Ancenis, que les Calcaires à Brachiopodes (*Uncites*) se rapprochent du Calcaire Givétien ; dans la même région, la *Rhynchonella cuboïdes* du Calcaire de Cop-Choux identifie cette assise avec le Frasnien et il faut se transporter de nouveau dans la rade de Brest pour trouver, dans le Calcaire de Rostellec, les Goniatites du Famennien.

Le Dévonien se montre par lambeaux dans le Plateau Central (Michel Lévy) ; il est complet dans le Languedoc, où le Famennien, notamment, est représenté par les marbres griottes rouges, à Clyménies (fig. 48) et à Goniatites.

Dans les Pyrénées, la série est plus complète ; cependant le Gédinnien et l'Eifélien manquent, ainsi que la partie du Coblentzien correspondant à la Grauwacke d'Hierges ; celle-ci, toutefois, est représentée dans le Languedoc. Le Frasnien est représenté par une Ampélite surmontant des marbres à Goniatites ferrugineux.

Europe. — En dehors de France, la Grande-Bretagne possède, dans le Devonshire, un système dévonien complet ; cependant la division en étage n'est pas aussi nette que dans les Ardennes. L'assise de Linton à Proganoïdes et à *Pleurodictyum* correspond au Gédinnien et au Coblentzien ; l'assise de Plymouth à *Stringocephalus* et à *Uncites* répond à la fin de l'Eifélien et au Givétien ; l'assise de Petherwyn à Clyménies, à Goniatites et à *Spirifer Verneuilli*, peut être homologuée au Frasnien, tandis que l'assise de Pilton, qui contient des espèces du Carboniférien et d'autres du Dévonien (*Sp. Verneuili*), peut être regardée comme équivalente au Famennien.

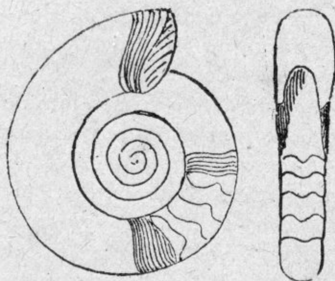


Fig. 48. — Clyménie.

En Écosse et dans le nord de la Grande-Bretagne, le système est représenté par un ensemble de Grès, de Conglomérats et de Schistes rouges, décrit par les géologues sous le nom d'*Old red Sandstone* (vieux grès rouge), et qui semble un facies d'eau douce ou d'eau saumâtre. Les galets des Conglomérats sont roulés et formés de Quartz, de Granite ou de Gneiss. Parfois, des Marnes sont intercalées dans les Grès ; elles renferment des concrétions calcaires (*Cornstones*),

quelquefois remplies de débris de Poissons; tandis que les restes organiques font défaut dans les Grès. L'*Old red Sandstone* est partout en concordance avec le Gothlandien et avec les premières assises carbonifériennes; mais, partout, il se divise en deux assises discordantes caractérisées par des Proganoïdes et des Mérostomes d'espèces différentes. L'étage inférieur renferme les Proganoïdes des genres *Coccosteus* et *Cephalaspis* (fig. 49), les Mérostomes des genres *Pterygotus* (fig. 50) et *Slimonia;* l'autre est caractérisé par le genre de Poisson *Pterichthys* et les Dipneustes *Phaneropleuron* et *Dipterus;* on y trouve aussi des végétaux: *Lepidodendron*, *Psilophyton*, *Archeopteris*. Exceptionnellement, on peut trouver, à la base de l'*Old red Sandstone*, une couche marine à Orthocères et à Graptolites du Silurien. Par contre, le Grès rouge de l'île d'Arran renferme une assise marine à Brachiopodes carbonifériens (*Productus*).


Fig. 49. — *Cephalaspis.*

Les provinces rhénanes contiennent le système dévonien aussi complet que dans le massif ardennais; le Frasnien y est beaucoup plus riche en Goniatites.

Hors de l'Europe. — Le système dévonien est représenté en Afrique (Centre du Sahara, Mourzouk, Atlas marocain, Cap). En Sibérie (Altaï) et jusqu'en Chine, on trouve les étages moyens et supérieurs; la faune est très analogue à celle des provinces Rhénanes, tandis que, sur les bords du Bosphore, le Dévonien inferieur renferme surtout la faune armoricaine. En Australie, la faune marine dévonienne a aussi été observée.


Fig. 50. — *Pterygotus.*

Aux États-Unis, le Dévonien est très développé et très intéressant au point de vue de la faune. La transition est insensible des couches supérieures siluriennes aux couches gédinniennes. On admet que celles-ci sont représentées par les couches d'Helderberg, dont la faune offre de grandes affinités avec celle du Gothlandien supérieur. Un étage gréseux, l'étage d'Oriskany, correspond au Coblentzien. L'étage d'Helderberg supérieur, ou *étage cornifère* (il contient de nombreuses veines de silex corné avec spicules d'Éponges), correspond partie au Coblentzien, partie à la base de l'Eifélien. Il contient en abondance des Polypiers constructeurs : *Zaphreutis*, *Cyatophyllum*, *Favosites*, associés à des *Spirifer*, à des Crinoïdes et à des Lamellibranches ; on y trouve quelques Trilobites (*Phacops*), beaucoup de Sélaciens et de Proganoïdes. Dans les couches cornifères de l'Ohio a été trouvée la plus ancienne Fougère arborescente de l'Amérique (*Caulopteris primeva*). L'étage d'Hamilton, qu'on rapporte à la fin de l'époque givétienne, est formé de dépôts lacustres, les végétaux y abondent : *Lepidodendron*, *Calamites*, *Nevropteris* (fig. 51), *Cordaïtes*, que nous allons retrouver dans le Dinantien d'Europe ; avec ces plantes ont été retrouvés des Insectes se rapprochant des Névroptères, ainsi que les Proganoïdes de l'*Old red Sandstone*. Ce caractère spécial persiste dans les étages supérieurs, mais l'équivalence avec les couches européennes a été établie ; ainsi les Schistes de Portage sont riches en Goniatites du Frasnien, et le Grès rouge de Catskill a fourni des espèces végétales caractéristiques des Psammites du Condros. La flore de cette époque a des affinités marquées avec celle du Carboniférien.



Fig. 51. *Nevropteris.*

L'Amérique du Sud renferme aussi de nombreux dépôts dévoniens (Brésil, Bolivie), équivalents des Grès d'Oriskany, de l'Helderberg supérieur et des couches de Hamilton.

IV. *Système carboniférien.*

recommandé

Distribution géographique. — Il y a lieu de distinguer dans le système carboniférien un facies littoral, ou lagunaire (*facies européen*), et un facies pélagique (*facies asiatique*).

Facies européen. — L'étage inférieur, ou dinantien, est représenté complètement dans le bassin franco-belge, par des dépôts calcaires dits *Calcaire carbonifère*, dont les fossiles les plus fréquents indiquent clairement l'origine littorale (1). L'assise la plus inférieure repose sur le calcaire famennien; c'est un calcaire bleuâtre, très riche en Crinoïdes, renfermant aussi des *Spirifer* (*Sp. tornacensis*) et des *Productus* (*P. semireticulatus*), avec un Trilobite (*Phillipsia*), des *Nautilus*, des Orthocères, des *Athyris*, etc. On lui donne le nom de *Calcaire de Tournai*. D'après M. Gosselet, le Schiste calcarifère noir d'Avesnelles à *Productus Heberti* est inférieur au Calcaire de Tournai et repose directement sur le Famennien d'Etrœungt.

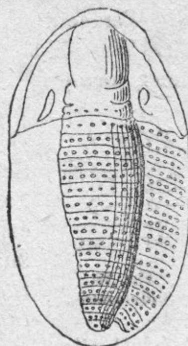


Fig. 52. — *Phillipsia*.

Quoi qu'il en soit, au-dessus du Calcaire à Crinoïdes, se place le Calcaire de la Marlière, ou de Waulsort, souvent exploité comme marbre et probablement corallien d'origine (Dupont). La couche de Waulsort est surmontée par les importantes formations de Visé, calcaires ou dolomitiques (Calcaire de Dinant, Dolomie de Namur), à la base. Ces Calcaires renferment *Productus semireticulatus*, *Chonetes papilionacea*, et des Gastéropodes du genre *Euomphalus*. Le Calcaire de Visé (proprement dit) renferme *Productus Cora* à la base et au sommet des Stromatoporoïdes avec *P. un-*

(1) Les fossiles caractéristiques des dépôts carbonifériens sont les Brachiopodes du genre *Productus*, de même que les plus abondants fossiles dévoniens sont les *Spirifer* et ceux du Silurien les *Trilobites*.

datus, *P. giganteus*, *P. striatus*, *Phillipsia* (fig. 52), ***Nautilus***, *Orthoceras*, *Spirifer*, etc.

Dans plusieurs horizons du Calcaire carbonifère, existent des Phthanites, résultant de la substitution de la Silice à des éléments calcaires d'origine organique ou non. Ces Phthanites sont fréquemment remplis de Crinoïdes, de test siliceux de Foraminifères, ou de Diatomées et de spicules d'Eponges.

La formation de Visé couronne, dans le bassin franco-belge l'étage dinantien.

Le Westphalien, qui lui succède, se trouve, au nord de Mons, formé de Schistes et de Psammites à *Productus* et à *Phillipsia*. La faune des Psammites est très riche. Cet horizon est subordonné à des Schistes ampéliteux, bien développés vers Liège, où ils renferment des noyaux calcaires noirs (Ampélites de Chokier). La faune en est riche en Céphalopodes : *Goniatites* (*G. Diadema*), *Orthoceras* (*O. dilatatum*, *O. pygmæum*), avec des Lamellibranches (*Mytilus*), des Brachiopodes (*Productus carbonarius*, *Lingula*) et des Poissons. Des Schistes et des Psammites à *Mytilus* et à végétaux surmontent l'Ampélite de Chokier. Ils contiennent, à leur sommet, une Arkose à grain de Phtanite qui constitue la base du terrain houiller proprement dit



Fig. 53.
Sphenopteris.

Ce dernier se compose de Schistes, à rognons de Limonite ou de Sidérose, et de Psammites, dans lesquels sont intercalées les couches de combustible ; plus rarement, celles-ci sont comprises dans des Poudingues, dans des Grès ou dans des Arkoses. A la vérité, la Houille apparaît dans les Schistes qui surmontent l'ampélite de Chokier, mais elle y est rarement exploitable.

Une couche de Houille est toujours intercalée entre deux bancs schisteux, dont le supérieur (toit) est rempli d'empreintes végétales, tandis que l'inférieur (mur) est traversé par des racines. Quand la Houille est intercalée dans des

Grès, ceux-ci forment le toit, mais pas le mur, **ils** renferment des troncs, des tiges, mais jamais de feuilles (Gosselet).

On peut diviser les couches de Houille du bassin franco-belge en quatre zones, qui sont, de haut en bas : 1° charbon maigre ; 2° charbon demi-gras ; 3° charbon gras ; 4° charbon à gaz, ou flénus. D'autre part, les couches ont pu être caractérisées par la prédominance des espèces végétales. Ainsi, dans le bassin de Valenciennes, les couches se succèdent comme suit (Zeiller, Allé, Boulay) : 1° couches d'Annœulin à *Pecopteris aspersa* et *Lepidodendron Veltheimianum ;* 2° charbon maigre de Vieux-Condé, Fresnes, etc., à *Sigillaria elegans*, *Alethopteris lonchitica*, etc. ; 3° faisceau d'Anzin (demi-gras) contenant *Sphenopteris trifoliolata*, beaucoup de *Sigillaria*, quelques espèces de *Pecopteris* et d'*Alethopteris* ; 4° faisceau gras de Douai, avec des Calamodendrées, des Cordaïtes, des *Odontopteris*, *Annularia sphenophylloïdes*, *Sphenopteris obtusiloba* (fig. 53), *Sigillaria tessellata* ; 5° la zone des charbons gras de Denain, de Bully-Grenay, d'Anzin, de Mons, de Lens, etc., avec *Calamites* (fig. 54), *Callipteris*, *Walchia* et des *Pecopteris* (fig. 55) en abondance.

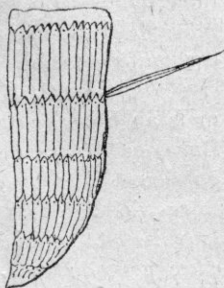


Fig. 54. — *Calamites*.

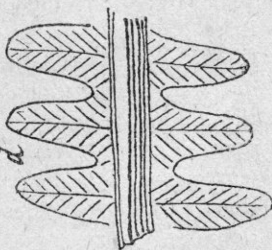


Fig. 55. — *Pecopteris*.

Le terrain houiller renferme souvent des coquilles d'eau saumâtre (*Anthracosia*), et, à plusieurs reprises, le régime marin s'établissant aux lieux où s'accumulait la Houille, a déposé, au milieu des Grès et des Schistes, des sédiments à animaux marins (*Orthis*, *Goniatites*, *Mytilus*)

Une remarque importante est que jamais, dans les couches

à fossiles marins, on ne trouve d'empreintes végétales bien conservées. Les sédiments marins se sont, sans doute, formés dans des conditions qui rendaient impossible la fossilisation des végétaux. Il faut les considérer comme les traces d'une interruption dans le phénomène de formation de la Houille.

Par le Boulonnais, dans lequel existent des dépôts d'âge carboniférien, nous lierons les assises franco-belges aux assises anglaises. Le Calcaire de Tournai n'est pas représenté, mais au Calcaire de Visé correspondent : 1° la Dolomie de Hure, cendreuse, contenant 30 pour 100 de carbonate magnésien et renfermant des débris de Crinoïdes ; 2° des Calcaires violacés à *Productus Cora* et à Polypiers, exploités et fournissant les marbres Henriette et Caroline ; 3° un Calcaire gris ou rose, renfermant beaucoup de *Productus* (*P. undatus*, *P. semireticulatus*, *P. giganteus*), quelques *Orthis* et des Térébratules (marbre Napoléon) ; 4° le Calcaire noir d'Hardinghen, rempli d'articles de Crinoïdes et caractérisé par *Productus giganteus*. A cet horizon appartient le marbre Joinville, gris à veines rouges.

Le Grès d'Hardinghen, renfermant de minces couches de Schiste, de Calcaire et de Houille, équivaut à l'Ampélite de Chokier ; c'est la base du Westphalien, il contient *Productus carbonarius* et des végétaux (*Stigmaria*, *Calamites*). Enfin dans ce bassin, le dernier horizon carboniférien est marqué par le terrain houiller de Locquinghen très schisteux, riche en minerai de fer et contenant des couches de Houille. La flore correspond à la zone des charbons gras de Douai et d'Anzin.

Dans la région franco-belge et boulonnaise, il n'y a aucun dépôt supérieur au Westphalien ; si des sédiments stéphaniens y ont existé, ils ont été balayés par l'érosion avant la formation de la Craie qui repose directement sur les couches carbonifériennes.

En Angleterre et en Ecosse, le Dinantien repose en concordance sur le Dévonien ; mais il offre, dans ces deux pays, d'assez profondes dissemblances ; il ne renferme pas de

Houille en Angleterre, tandis que les bassins houillers les plus productifs d'Ecosse appartiennent à l'âge dinantien.

Aux environs de Bristol, le Dinantien débute par des Grès colorés, dont la base est un lit à ossements de Poissons (*Bone bed*). En Ecosse, cette zone est calcifère et renferme des végétaux et des cornstones. La faune de cet horizon permet de l'assimiler à notre Calcaire de Tournai.

Le Calcaire carbonifère (*Mountain limestone*) est, en Angleterre, divisé en deux parties : à la base, le Calcaire proprement dit, compact, de couleur grise passant au bleu clair, parsemé de Phthanites et entièrement constitué, à l'analyse microscopique, de débris de coquilles marines; on y trouve des Poissons, des Crustacés, des Mollusques, des Crinoïdes et des Polypiers. Au-dessus vient la série d'Yoredale, schisteuse et gréseuse, contenant des *Goniatites*, des *Chonetes*, des *Productus*, que l'on trouve aussi dans le Calcaire de Visé. En Ecosse, la partie supérieure du Grès calcifère forme la pierre à ciment, elle est gréseuse, schisteuse et argileuse, avec couches minces de Calcaire argileux à ciment. Les Schistes sont quelquefois assez bitumineux pour servir à l'extraction du pétrole, d'autres fois ils contiennent de minces couches de Houille. La pierre à ciment renferme beaucoup de fossiles et principalement des *Productus* (*P. cora*, *P. semireticulatus*). Le Calcaire carbonifère n'est pas aussi puissant qu'en Angleterre, il est surtout représenté par le Calcaire de Gilmerton qui ne paraît être son équivalent qu'à sa partie supérieure.

La série d'Yoredale qui termine le Dinantien anglais est, en Ecosse, remplacée par des couches de Houille (*Lower coal measures*) dont plusieurs ont, pour toit, un Calcaire marin à *Orthoceras* et à *Productus*; dans ces couches, est intercalé un minerai de Fer (*black-band*), qui renferme tantôt des coquilles marines, tantôt des coquilles saumâtres et des restes de Poissons.

Le Westphalien anglais débute par un Grès grossier employé à la fabrication de meules (*millstone grit*), dont la

faune est voisine de celle des Ampélites de Chokier. L'équivalent de cette couche, en Ecosse, est le Grès de Roslin qui est subordonné aux couches supérieures de Houille (*upper coal measures*).

Le terrain houiller anglais (*coal measures*) est formé de Grès, d'Argiles, de Schistes, de minerai de Fer et de couches de charbon. Le houiller inférieur (*lower coal measures*) est formé de Schistes et de couches de charbon à toit siliceux (couches du Gannister). On y trouve des Poissons, des Goniatites, des Orthocères et aussi des coquilles d'eau douce (*Anthracosia*); les Houilles du Lancashire méridional, du Straffordshire septentrional et les couches inférieures du Pays de Galles appartiennent à cet étage qui correspond à l'ensemble de nos Houilles maigres. Le houiller moyen (Houilles demi-grasses) est beaucoup plus puissant en Angleterre que dans le bassin franco-belge. Il forme le *middle coal measures* de tous les charbonnages de la région. Il comprend des Grès jaunes, des Argiles et des Schistes, avec des veines très puissantes de Houille, où les végétaux terrestres abondent (surtout les *Sigillaria*, les *Nevropteris* et les Cordaïtes), ainsi que les coquilles de Mollusques saumâtres; cependant, il s'intercale dans ces dernières des lits marins à *Goniatites*, *Nautilus*, *Productus*, *Lingula*, etc., qui prouvent des retours du régime marin, interrompant la formation du combustible.

Ce phénomène qui, dans le bassin franco-belge, a pris fin avec l'époque westphalienne, s'est continué en Angleterre au delà de ce temps et le houiller supérieur (*upper coal measures*) n'appartient qu'en partie au Westphalien. Ainsi, dans le Staffordshire (Sandwell-Park), on a trouvé des Houilles intercalées dans des Schistes rouges attribués précédemment au Permien; dans le Shropshire et à Humpstead, près de Birmingham, on trouve une flore où abondent les *Stigmaria* et qui semble correspondre à la flore du Stéphanien de Commentry et de Decazeville. Il semble donc prouvé que le Stéphanien existe en Angleterre et que des ressemblances

minéralogiques ont seules fait attribuer au Permien des couches carbonifériennes.

En Ecosse, le Grès de Roslin est surmonté par le terrain houiller qui a une puissance moyenne de 350 mètres; immédiatement au-dessus du Grès, vient un Schiste à minerai de Fer (*slaty band*) et à fossiles marins que surmontent des Grès, des Schistes et des Argiles à couches de combustible intercalées, renfermant des Poissons et des coquilles d'eau saumâtre (*Anthracoptera*, *Anthracosia*). Plus loin, viennent les Grès et les Argiles rouges de Bothwell, sans Houille.

Si nous quittons maintenant la Grande-Bretagne, nous retrouverons dans la France occidentale (Armorique, Cotentin, Normandie, Vendée, Poitou) des dépôts carbonifériens de divers âges. Les plus anciens sont ceux du bassin de Laval, ce sont des Schistes, des Grès grossiers, des Poudingues avec de l'Anthracite (Sarthe), inférieurs au Calcaire carbonifère; ce dépôt est à peu près synchronique du Calcaire de Tournai. Dans la Sarthe et dans la Mayenne, on trouve des Calcaires à Phthanites (Calcaire de Sablé), quelquefois exploités comme marbres et renfermant la faune de Visé. Les Schistes et les Grès de la Bazouge, avec dépôts d'Anthracite, et à flore dinantienne, surmontent ces Calcaires. Dans les mêmes départements, le Westphalien est représenté par les Schistes de Laval, surmontés du gisement de Houille de Saint-Pierre-la-Cour, entremêlée de Schistes dont la flore appartient au Stéphanien.

Aux environs de Brest, à Châteaulin, commence une zone de Schistes ardoisiers qui s'étend jusque dans les Côtes-du-Nord. Ces ardoises ne contiennent pas de débris végétaux, mais elles renferment, çà et là, des lentilles calcaires à Crinoïdes, à *Phillipsia* et à *Spirifer striatus*, ce qui a permis de les homologuer avec l'horizon de Visé (Ch. Barrois). Quelquefois à ces Schistes, sont subordonnés des Poudingues et des Tufs porphyritiques (Tufs du Huelgoat). On ne trouve pas le Westphalien aux environs de Brest, mais à Quimper, on rencontre des Schistes charbonneux, des Arkoses, des Psam-

mites, des Poudingues, qu'on rapporte à l'horizon de Saint-Pierre-la-Cour, c'est-à-dire au Stéphanien.

De même à Littry (Calvados) et à Plessis (Manche) se trouvent des sédiments houillers recouverts en concordance par des dépôts permiens.

Comme on le voit, les diverses époques de la période carboniférienne ont laissé des traces dans cette région. Il n'en est pas de même dans le Plateau Central, qui a dû être émergé durant l'époque westphalienne, mais dans lequel les époques dinantienne et stéphanienne sont facilement reconnaissables.

Dans cette région, les dépôts carbonifériens les plus anciens sont ceux du Roannais. L'équivalent du Calcaire de Tournai est une Grauwacke quartzo-schisteuse et un Calcaire carbonifère (couches de Régny), contenant une faune riche en *Productus*, en Echinodermes, surtout en Crinoïdes et en Gastéropodes (*Euomphalus*). Un Tuf orthophyrique, affectant parfois la structure en colonne, termine le Dinantien; il renferme des empreintes végétales et des veines d'Anthracite, alternativement minces et renflées (mode de gisement en chapelet). Des mouvements du sol dont nous trouverons, peut-être, plus tard l'explication, ont empêché les dépôts westphaliens de s'accomplir, mais avec l'époque stéphanienne, le bassin de Saint-Etienne a été de nouveau envahi par la mer (fig. 56). Les dépôts sont riches en couches de Houille, ce qui nous montre qu'au moment où le phénomène carbonifère se terminait dans le bassin franco-belge, il commençait dans le Plateau Central.

La base du Stéphanien est une Brèche reposant sur les terrains anciens, puis un Poudingue quartzeux, micacé, stérile à Saint-Etienne, mais contenant, à Rive-de-Gier, un faisceau spécial à quatre couches exploitables ; au-dessus vient le faisceau de Saint-Etienne, comprenant : 1° l'étage de Saint-Chamond ; 2° l'étage de Bérard ; 3° l'étage du bois d'Aveize ; 4° un étage stérile faisant transition avec les dépôts permiens.

Le faisceau de Rive-de-Gier ne dépasse pas 25 mètres de charbon, la couche la plus puissante (Grande Masse) varie entre 8 et 18 mètres. Le faisceau de Saint-Etienne comprend 40 à 50 mètres de Houille en couches ainsi réparties : 10 ou 12 pour Saint-Chamond, 8 ou 9 pour l'étage de Bérard, 10 ou 12 pour le bois d'Aveize. L'assise la plus inférieure couvre 10 000 hectares, la moyenne 4 000 et la supérieure 1 200. Le faisceau plonge vers Givors, dépasse le Rhône et les sondages l'ont retrouvé à 200 mètres sous la plaine dauphinoise.

La même série de couches se trouve dans le Morvan et dans l'Autunois. Dans le bassin d'Autun existent deux fais-

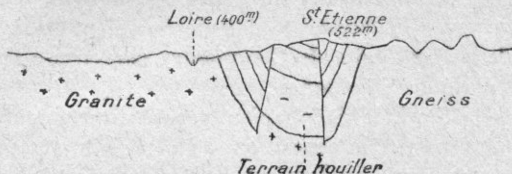


Fig. 56. — Houiller des environs de Saint-Etienne.

ceaux houillers. Le plus inférieur (faisceau d'Épinac) est composé de Grès, de Schistes et de couches de Houille ; le faisceau supérieur renferme de puissantes assises de Poudingues et de Grès, et de minces couches de combustible (faisceau de Grand-Moloy). Un pli granitique sépare l'Autunois du bassin de Blanzy et du Creusot, qui contiennent des couches irrégulières et parfois très puissantes de charbon. En avant du Morvan et sur le prolongement du bassin de Blanzy se trouve le bassin de Decize avec huit couches de Houille puissantes de 2 à 4 mètres. Ce bassin est prolongé vers le Sud, sur 200 kilomètres de longueur, par une suite de petits bassins houillers se succédant en droite ligne jusqu'au milieu du Cantal. C'est là un des traits les plus remarquables de la disposition des bassins houillers dans le Plateau Central.

Dans le Bourbonnais, le gisement de Commentry (Allier) est très important à cause du nombre des exploitations à ciel ouvert. La plus grande couche possède une épaisseur de 15 à 20 mètres et se subdivise parfois en plusieurs couches indépendantes. Les Schistes qui la surmontent ont fourni nombre d'Insectes, et, dans une autre, les troncs de Calamodendrées sont tellement serrés, qu'on lui a donné le nom de *bancs à roseaux*. La flore contient relativement peu d'*Annularia*, d'*Odontopteris* et de *Sphenophyllum*, le développement des Calamodendrées est considérable ; on y trouve aussi quelques genres qui prédomineront dans le Permien : *Pterophyllum*, *Zamites*, *Calamites gigas*. On y a trouvé aussi quelques Poissons voisins du genre *Paleoniscus*, que nous allons trouver en abondance dans le Permien. On doit conclure de là que le gîte de Commentry caractérise l'horizon le plus élevé du Stéphanien.

Dans le Gard, le Stéphanien repose directement sur le Précambrien sans interposition de dépôts dinantiens. A la base se trouve un Conglomérat aurifère surmonté par l'étage de Bessèges, contemporain de l'étage de Rive-de-Gier ; des Grès à écailles de Poissons séparent les Houilles de Bessèges des charbons de la Grand'Combe. Les flores des deux faisceaux sont à peu près les mêmes : prédominance des *Cordaïtes* et des *Pecopteris*, d'*Annularia sphenophylloïdes* et de *Callipteridium*. Cependant, dans la zone supérieure du bassin de la Grand'Combe, les genres *Caulopteris*, *Odontopteris* dominent ; parmi les *Pecopteris*, *P. arborescens* est le plus abondant. C'est, en somme, la flore de la zone moyenne du Stéphanien. La flore de Bessèges se retrouve à Carmaux, tandis que celle de la Grand'Combe (couches supérieures) se retrouve à la base des couches de Decazeville, dont le sommet correspond au dépôt de Commentry.

On trouve encore d'étroits bassins carbonifériens dans le Languedoc ; quelques dépôts ont une flore dinantienne à *Lepidodendron Veltheimianum ;* la faune de Visé se retrouve à Cabrières. Dans les Pyrénées, à la Rhune (non loin de

Saint-Jean-de-Luz), on trouve une Grauwacke à flore stéphanienne ; laquelle se retrouve en Espagne.

Les gisements d'Anthracite des Alpes occidentales, de la Savoie, du Dauphiné, de la Suisse, sont stéphaniens. Les Anthracites de Savoie et du Briançonnais correspondent au système de Bessèges.

Dans les Alpes orientales, un caractère particulier apparaît. Au milieu de couches à flore westphalienne (*Sigillaria*, *Nevropteris*, *Calamites*, *Lepidodendron*), se trouvent des couches de Graphite, de Gneiss, de Phyllades, indices d'un métamorphisme puissant.

En Carinthie, des Grès jaunes à flore stéphanienne alternent avec un calcaire à Fusulines et à faune marine du Carboniférien des États-Unis. Mais cette extension de la faune marine ne se produit qu'au large des massifs anciens ; si l'on pénètre, par exemple, dans les Balkans, on retrouve les assises à *Lepidodendron Veltheimianum* du Dinantien.

Facies asiatique. — Les étages moyen et supérieur sont représentés par des sédiments marins intimement liés aux dépôts du Permien, et, si l'on excepte les Houilles du Donetz, toutes les couches houillères sont dinantiennes.

Les géologues russes distinguent trois bassins, celui de Moscou, celui de l'Oural et celui du Donetz.

Le premier, qui est le plus vaste, commence au sud du gouvernement de Nijni-Novgorod et se prolonge jusqu'au gouvernement d'Arkhangel. A la partie inférieure existent des Grès, des Sables et des Calcaires à *Productus giganteus* avec couches de Houille à flore dinantienne, les gisements de combustible sont surmontés de bancs calcaires jaunes à *P. giganteus*. Comme les premières assises reposent sur des couches à fossiles dévoniens, il n'est pas douteux que cet ensemble ne corresponde au Culm ou Dinantien. Au-dessus viennent des Calcaires blancs, ou jaunes, à *Spirifer* et à *Fusulina cylindrica*. Cette formation, conforme à celle du Donetz, montre l'équivalent de notre Westphalien ; ce sont les *Calcaires moscoviens*.

Dans le bassin de l'Oural, les mêmes dépôts s'observent ; on trouve des Houilles exploitables dans des assises à *Productus giganteus* et à *Phillipsia*. Au-dessus vient le Calcaire moscovien à *Fusulina cylindrica* et à *Productus semireticulatus*. Mais la série se poursuit, de nouveaux massifs calcaires se montrent, contenant *Productus Cora* et de grandes Fusulines (*F. longissima*, *F. uralica*). A la partie supérieure de ce Calcaire *ouralien* se rencontrent des Céphalopodes avec des Foraminifères (*Schwagerina*, *Fusulina Verneuilli*). L'Ouralien supporte à son tour des couches à Ammonoïdes (couche d'Artinsk), qui, par leur faune et par leur flore, se rapportent au Permien inférieur.

Dans ces conditions, il est impossible de ne pas reconnaître, dans l'Ouralien, un facies marin du Stéphanien. On doit en conclure qu'à l'inverse de ce qui se présentait en Europe occidentale, une vaste mer couvrait, à cette époque, une partie de la Russie ; nous allons voir que cet océan devait s'étendre encore plus vers l'Est.

Le bassin du Donetz prolonge la bande houillère westphalienne et silésienne, les couches de Houille à flore westphalienne (*Sigillaria*, *Cordaïtes*, *Nevropteris*) alternent avec des Schistes à *Spirifer* et sont surmontées par des Argiles, des Psammites et des Calcaires à Fusulines. A leur base, elles reposent sur le Calcaire dinantien à *Productus giganteus*.

En Sibérie, la flore du Culm se trouve dans des Grès, sur de grandes étendues de territoire. Dans l'Himalaya, l'étage inférieur du Carboniférien est un Grès à Crinoïdes, que l'on retrouve en Chine et au Tonkin, où il accuse une origine pélagique. Dans quelques provinces chinoises (Shansi, Hunan), le Calcaire marin supporte en discordance des bassins houillers à flore stéphanienne ; mais on rencontre, en plus grande abondance, des assises calcaires à Foraminifères (*Fusulina*, *Schwagerina*). Le facies ouralien se poursuit au Japon, à Sumatra, à Bornéo. Ces mêmes Calcaires sont signalés aussi en Asie Mineure, en Perse et dans le Caucase ; le facies marin

s'étend donc des Alpes méridionales à l'océan Pacifique, qui apparaît ainsi plus étendu qu'à l'époque actuelle.

En Palestine et au Sinaï on retrouve des couches à *Lepidendron* et à Sigillaires (flore westphalienne), tandis qu'en Afrique, entre le Maroc et Tombouctou, apparaît le facies marin du Dinantien; ce sont des Calcaires et des Argiles à Crinoïdes et à Brachiopodes rappelant la faune de Visé; ce facies se poursuit jusque dans l'Atlas. Au Cap et dans l'Afrique australe, on a retrouvé la flore westphalienne (*Stigmaria*, *Sigillaria*, Lépidodendrées). Il existerait même, plus près de l'Équateur, à Têté, un bassin houiller avec flore exclusivement européenne.

En Australie, l'étage inférieur du système carboniférien est représenté par des Grès à *Lepidodendron*, quelquefois entremêlés de couches marines, le Westphalien est représenté par des Grès marins à *Productus Cora*. Quant au Stéphanien, il ne renferme plus ni Lépidodendrées, ni Sigillaires, mais il annonce une flore spéciale avec Fougères (*Glossopteris*) et Équisétinées isosporées (*Phyllotheca*), qui va prendre une importance extrême durant la période permienne.

L'Amérique du Nord est très riche en dépôts carbonifériens. Dans la Nouvelle-Écosse et dans le Nouveau-Brunswick, la composition générale du système est la même qu'en Europe. En Pensylvanie, le Carboniférien inférieur est arénacé; autour de New-York, les Grès sont remplis de traces de vagues (*ripple-marks*), indices certains d'une formation littorale, les végétaux qu'on y trouve ont des affinités avec la flore dévonienne (*Cyclopteris*). Au-dessus viennent les Schistes rouges, qui ont conservé l'empreinte des pistes de Labyrinthodontes.

Le terrain houiller productif (*coal measures*) renferme une flore où dominent les *Lepidodendron* et les *Sigillaria* à la base, les *Sigillaria* et les Fougères au sommet. C'est à ce dernier qu'on rapporte la couche de Pittsburg, qui s'étend régulièrement avec une puissance de 1 à 3 mètres sur une

étendue de 365 kilomètres de long sur 160 de large. Si l'on s'avance vers l'Ouest, les caractères marins s'accentuent, les dépôts calcaires abondent, contenant beaucoup de débris de Poissons, surtout de Squaloïdes, ainsi qu'un Bryozoaire spécial à l'Amérique, nommé *Archimedes*. On voit par là que l'Océan carboniférien qui, en Europe, atteignait les Alpes orientales, couvrait une partie des États-Unis d'Amérique.

Les *coal measures* de l'Illinois se partagent en deux assises, dans lesquelles on remarque une intercalation de Calcaires fossilifères marins, au milieu de Schistes houillers. La flore des couches houillères varie beaucoup plus que celle des Calcaires. Dans ces derniers se montrent les Fusulines de l'Ouralien. Dans le bassin du Missouri, les Calcaires marins occupent tout le terrain houiller, dont les couches productives sont rares et peu épaisses. Dans ces assises abondent les Fusulines (*F. cylindrica*, *F. robusta*). Il en est de même dans les montagnes Rocheuses et dans le bassin du Colorado, où il devient impossible de séparer les étages inférieur et houiller.

En somme, les États-Unis, sur la côte de l'Atlantique, présentent le système carboniférien avec son facies européen, tandis que la région des montagnes Rocheuses est couverte par le facies asiatique. La flore du carboniférien de l'Amérique septentrionale n'a, à aucun moment, le caractère spécial qu'elle offre en Australie.

L'Amérique méridionale n'offre pas un pareil développement du système. Dans la République Argentine, on a retrouvé la flore dinantienne. Au Pérou, en Bolivie et en quelques points du Brésil, s'est retrouvée la faune à Fusulines du Missouri.

V. *Système permien.*

Distribution géographique. — Europe occidentale et centrale. — En Europe, les trois étages permiens sont assez bien définis.

Dans le Plateau Central de la France, les dépôts s'avan-

cent sur des territoires respectés par le Stéphanien. Il faut toutefois distinguer deux districts, celui d'Autun d'une part, celui de Blanzy et du Creusot de l'autre. On ne trouve d'ailleurs, dans ces deux bassins, que l'Autunien et le Saxonien, un mouvement d'émersion accentué se faisant sentir sur l'Europe occidentale à cette époque (fig. 57).

L'Autunien est représenté aux environs d'Autun par des



Fig. 57. — Distribution probable des terres en France à la fin de l'ère primaire. Les anciennes lignes de rivage sont en pointillé.

couches de Schistes bitumineux, dont on extrait du pétrole par distillation ; ce sont les couches d'Igornay, de Saint-Léger-du-Bois, de Lally, etc. Leur flore a de très étroites affinités avec celle du Stéphanien ; on y trouve des *Walchia* (*W. piniformis*), des *Sigillaria* et aussi une Fougère voisine des *Nevropteris*, *Callipteris conferta*. La faune renferme des Poissons de l'ordre des Ganoïdes (*Acanthodes*, *Paleoniscus* [fig. 58]), des Prosélaciens (*Pleuracanthus*) ; des Batraciens branchiosauriens (*Protriton*, *Pleuronoura*), des Labyrinthodontes (*Actinodon*, *Euchirosaurus*, *Stereorachis*), et des

Rhynchocéphales (*Callibrachion Gaudryi*). Au-dessus des Schistes d'Igornay viennent les Schistes de Muse à *Callipteris conferta*, *Odontopteris* et *Calamites*; puis le *bog-head* de Millery à flore nettement permienne, caractérisée par des *Callipteris*, des *Walchia* et des thalles d'Algues d'eau douce retenant des grains de pollen de Cordaïtes (Renault et Bertrand). Au-dessus de ces assises sont des Schistes et des Grès rouges dans lesquels abondent les troncs silicifiés de Fougères de la famille des Pécoptéridées (*Psaronius*), qui proviennent peut-être du terrain houiller, sans toutefois que rien ne s'oppose à ce qu'ils soient d'origine permienne.

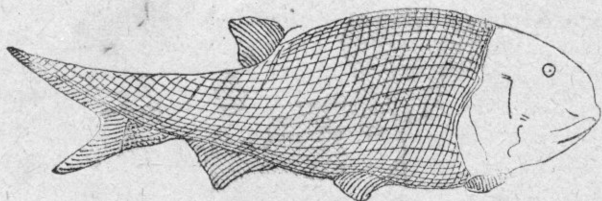


Fig. 58. — *Paleoniscus*.

Les Grès rouges font le passage au Saxonien, qui est mieux développé au Creusot qu'à Autun. Là, le Saxonien est représenté par des Schistes, des Conglomérats, des Grès qui passent à l'Arkose.

Au Creusot même, les Grès rouges saxoniens sont séparés des Schistes autuniens à *Walchia* et à *Callipteris* par des Grès blancs.

L'étage supérieur du Permien manque dans la France centrale; mais les étages inférieur et moyen se rencontrent dans le Limousin, dans le Bourbonnais et dans la Loire. Plus au Sud, à Lodève, on retrouve les Schistes bitumineux à *Acanthodes* et à *Paleoniscus* surmontés de Grès à *Walchia* et à *Callipteris*. Au-dessus, on retrouve le Grès rouge saxonien; mais on ne découvre nulle part de dépôts sédimentaires que l'on puisse assimiler au Thuringien. Les mêmes facies

existent dans la montagne Noire, dans les Corbières, dans les Pyrénées, en Espagne, en Portugal.

Dans le Sud-Est de la France, on trouve des dépôts permiens autour du massif des Maures et de l'Esterel. Les plus inférieurs sont des Conglomérats, avec Schistes à *Walchia* et à *Callipteris* intercalés, ces couches alternent avec des coulées de Porphyre et des Argilolites ; plus haut viennent des Schistes percés par des coulées de Rétinite et de Pyroméride. La partie extrême du Permien est encore formée par des Schistes, des Grès rouges et des Conglomérats traversés par des filons de Mélaphyre. Cette roche forme parfois des nappes parallèles au sens de la stratification.

Dans les Alpes, au voisinage des massifs archéens, le Per-



Fig. 59. — Permien d'Allemagne (Harz).
1. Couches primaires. — 2. Houiller. — 3. Porphyres. — 4. Grès rouge.
5. Zechstein entremêlé de Gypse. — 6. Schistes bigarrés.

mien est encore constitué par des Conglomérats et des Grès rouges mêlés de coulées porphyriques.

Si, des Alpes occidentales, nous passons dans la région saxonne, nous trouvons la série des dépôts permiens complètement développée.

La liaison avec le Stéphanien se fait par des Schistes bitumineux à Poissons et à flore appartenant à la fois au Carboniférien supérieur et au Grès rouge. Ces schistes correspondent à la partie supérieure des Schistes d'Autun.

Le Grès rouge atteint une épaisseur de 500 mètres, il renferme quelquefois, à sa partie inférieure, des lentilles dolomitiques. Le Saxonien se termine dans la Hesse et dans le Mansfeld par des Grès blancs.

Au-dessus du Grès rouge, on trouve, en Allemagne (fig. 59), une formation marine, le Zechstein, dont la partie inférieure, schisteuse, renferme, dans le Mansfeld, beaucoup de

minerai de Cuivre et beaucoup de restes de *Paleoniscus*. Le Zechstein proprement dit, qui surmonte les Schistes cuivreux, est un Calcaire argileux très fossilifère ; on y trouve surtout : *Productus horridus*, *Terebratula elongata*, *Spirifer undulatus*, et des Lamellibranches marins : *Schizodus obscurus*, *Avicula speluncaria*, *Pecten pusillus*, etc. Le Zechstein est surmonté par une Dolomie bitumineuse, la *Cendre*, contenant des Lamellibranches (*Mytilus*, *Schizodus*, *Gervillia*) et une Dolomie caverneuse, la Cargneule, d'aspect scoriacé. Ces roches alternent fréquemment avec des lentilles gypseuses, salines, bitumineuses, etc.

Dans l'assise supérieure du Zechstein se trouve le célèbre gisement salifère de Stassfürt. Ce gisement comprend 300 mètres de sels minéraux. On y reconnaît plusieurs zones. A la base est un massif de sel gemme, épais de 200 mètres et divisé par des bancs d'Anhydrite ; au-dessus du sel gemme, le gisement renferme surtout du chlorure et du sulfate de Magnésium, avec sulfate de Calcium et de Potassium ; vient ensuite une assise de sulfate magnésien presque pur, puis, au sommet, le gisement ne renferme plus que du chlorure potassique. Celui-ci est couvert par 27 mètres d'argile salifère, supportant une nappe de Gypse. La nappe saline inférieure a été rencontrée, par des sondages, aux environs de Berlin.

L'existence de ce gisement montre qu'il y avait en Allemagne, à l'époque du Zechstein, de grandes lagunes profondes, séparées de la mer par un littoral peu élevé qui a permis la concentration des eaux salines.

On trouve le Zechstein au nord de la Westphalie, dans la Silésie et dans la Lusace septentrionale. Mais il manque en Bohême. Dans le Palatinat, où le Grès rouge saxonien est entrecoupé de Porphyres et de Mélaphyres, le Thuringien est représenté par une assise dolomitique, où l'on a trouvé *Schizodus obscurus*.

Dans le bassin de la Sarre, le Permien montre à sa base es couches de Cusel schisteuses et gréseuses avec flore sté-

phanienne, mais dont *Callipteris conferta*, *Calamites gigas* et *Walchia* déterminent l'âge autunien. Les couches de Lebach, schisteuses et ferrugineuses, renferment les mêmes Poissons que les Schistes de Muse (*Paleoniscus*, *Acanthodes*) et des végétaux du genre *Walchia*. Le Fer, à l'état de carbonate, se trouve en rognons renfermant des restes de Labyrinthodontes (*Archegosaurus*). Au-dessus vient le Saxonien, formé de Conglomérats dont le dépôt a suivi des éruptions considérables de Mélaphyre et de Porphyre. A la base du Conglomérat viennent des Grès, des Arkoses et des Schistes à *Calamites gigas*.

Dans la région des Vosges et de la forêt Noire, l'Autunien est uni au Stéphanien par les couches de passage d'Erlenbach contenant, avec des plantes de la flore stéphanienne, des végétaux de l'Autunien. L'étage inférieur se termine par des Argilolites et les Schistes noirs de Heisenstein. L'étage saxonien est formé de Grès rouges dans lesquels sont intercalés des Mélaphyres en nappes très puissantes. On ne connaît pas d'assises correspondant aux Schistes cuivreux, mais les Grès supérieurs des Vosges, subordonnés à la Dolomie de la Hardt, à *Schizodus obscurus*, représentent, dans la contrée, l'étage thuringien.



Fig. 60. *Dictyopteris* (feuille).

Le Permien manque dans la région franco-belge, mais il se montre en Angleterre avec son facies allemand. La base est une formation gréseuse d'eau douce, c'est le nouveau Grès rouge inférieur ; le sommet, ou calcaire magnésien (*Magnesium limestone*), correspond au Zechstein et est marin.

Le Grès rouge inférieur a fourni des restes de Labyrinthodontes et de Rhynchocéphales (*Proterosaurus*), ainsi que des végétaux en grande abondance (*Walchia*, *Calamites*, *Nevropteris*, *Alethopteris*, *Dictyopteris* [fig. 60]).

Le Calcaire magnésien a donné des Brachiopodes en grand nombre (*Productus horridus*, *Terebratula elongata*, etc.);

mais la petite taille des fossiles semble indiquer que les conditions biologiques étaient assez peu favorables.

Dans les Alpes méridionales (Tyrol, Frioul), un nouveau type permien peut s'observer ; c'est une puissante assise de Calcaires et de Dolomies où abondent les Gastéropodes prosobranches du genre *Bellerophon*. La faune, purement marine, a un caractère archaïque accentué, car on y trouve des *Spirifer*, des *Productus* et des *Fusulines*. Ce Calcaire, surmontant des Schistes renfermant la flore des Schistes cuivreux, est rattaché au Zechstein. On a trouvé, en Carinthie, des fossiles du Thuringien de Saxe, dans le Calcaire à Bellerophon, lequel renferme des intercalations de Grès rouges. Ce Calcaire se poursuit en Carniole, ce qui prouve que le régime pélagique régnait encore dans ces régions à l'époque permienne ; il y avait donc lieu de chercher si le facies marin ne se retrouverait pas plus au Sud, puisque la mer ouralienne à Fusulines séparait les terres boréales des terres australes. Or, en Sicile, près de Palerme, M. Gemmellaro a retrouvé des Calcaires à Fusulines renfermant les Goniatites et les Ammonoïdes que renferme le Permien de Russie et d'Asie.

Europe orientale. — Asie, Amérique. — En Russie, le Permien se divise en trois étages ayant des caractères différents des étages européens. A la base est la formation importante du Grès d'Artinsk, qui consiste en Grès gris, Schistes, Conglomérats, Calcaires et Marnes, surmontés de Dolomies. Elle s'étend de l'océan Arctique aux steppes kirghizes et renferme, dans certaines assises, les végétaux de l'Autunien français (*Calamites gigas*, *Callipteris conferta*), mais surtout, et en abondance, une faune marine contenant *Phillipsia*, *Productus*, *Fusulina* et des Ammonoïdes (*Pronorites*, *Parapronorites*, *Popanoceras*, *Cyclolobus*, etc.), dans laquelle les Goniatites sont plus abondants que les Ammonites.

L'étage moyen, ou étage de Kostroma, est un ensemble de Grès rouges et de Calcaires dolomitiques, à faune tantôt

absolument marine, tantôt alternativement marine et terrestre (*Archegosaurus*, *Paleoniscus*, *Unio*).

Au sommet de cette formation se trouvent des Grès imprégnés de carbonate de Cuivre, qu'on doit rapprocher des Schistes du Mansfeld, c'est-à-dire de la base du Thuringien. Plus haut viennent des Argiles, des Calcaires, des Marnes à Gypse et à sel gemme. Les couches sont tantôt marines, avec *Productus horridus*, *Terebratula elongata* du Thuringien allemand, tantôt lacustres, avec *Nevropteris*, *Odontopteris*, *Pecopteris*, etc. Des Marnes bigarrées terminent l'étage, mais il n'est pas bien certain qu'elles ne soient pas triasiques.

Vers l'Asie centrale, le type pélagique s'accentue. Les Calcaires inférieurs et supérieurs possèdent une faune exclusivement marine à *Productus* et à Ammonoïdes.

C'est dans le Penjab que le type marin est le plus complet (Waagen). La succession des assises montre : 1° à la base, un Conglomérat auquel certains auteurs attribuent une origine glaciaire, surmonté d'un Grès à *Productus*, *Strophalosia*, etc. ; cela correspond à l'Artinskien russe ; 2° au-dessus vient une série de roches calcaires à *Productus* dont les plus inférieures renferment *P. Cora* et *P. semireticulatus* avec des Fusulines, tandis qu'au milieu le Calcaire gréseux de Virgal renferme les genres *Strophalosia*, *Terebratula*, des couches de Kostroma ; on rapporte cet ensemble au facies marin (Penjabien) du Saxonien ; 3° la série des couches à *Productus* se termine par des couches où abondent les Céphalopodes : *Nautilus*, *Orthoceras*, *Goniatites* et *Ammonites ;* c'est-à-dire correspondant au facies oriental du Thuringien.

Au centre de l'Indoustan, les formations continentales sont plus abondantes (couches de Gondwana) ; on y trouve la flore à *Glossopteris*.

Cette formation débute par un Conglomérat auquel les géologues anglais attribuent une origine glaciaire, puis viennent des Grès et des Houilles à Fougères (*Glossopteris*, *Ne-*

vropteris), à Equisétinées (*Phyllotheca*, *Schizoneura*) et à Conifères (*Voltzia*). Cet ensemble, formant l'assise de Talchir, est rapporté à l'Autunien, tandis que les couches supérieures (assises de Damuda), à restes de Labyrinthodontes, correspondent au Permien supérieur.

Ce régime continental se poursuit dans le sud de l'Australie avec flore indienne et débris de *Paleoniscus*, tandis que, dans les provinces septentrionales, on trouve des formations littorales, indices de l'existence en ces régions du Grand Océan qui commençait aux Alpes orientales.

Le continent de Gondwana se prolongeait jusqu'à l'Afrique australe où son existence ancienne est révélée par la présence de Schistes à *Glossopteris*, surmontés d'un conglomérat auquel est attribuée une origine glaciaire. Ce conglomérat est subordonné à des couches contenant la flore de Damuda et des restes de *Paleoniscus*, couches sur lesquelles reposent les assises de Karoo qui forment le sol de la contrée et sont rapportées au Trias.

Au Brésil a été retrouvée la flore à *Glossopteris*, qui semble indiquer que le continent de Gondwana se poursuivait jusque dans l'Amérique du Sud. Toutefois, dans le bassin de l'Amazone, le facies pélagique à *Productus* et *Strophalosia* se substitue aux formations terrestres.

Aux États-Unis, on trouve la disposition déjà remarquée pour les dépôts carbonifériens; au nord des Apalaches apparaît le facies européen; au sud et à l'ouest, les dépôts pélagiques prédominent.

La faune permienne du Texas a fourni de nombreux restes de Poissons, de Batraciens, de Reptiles Théromorphes et Rhynchocéphales, tandis que, dans la faune marine, on trouve les Ammonoïdes découverts en Sicile.

Phénomènes éruptifs. — Durant toute l'ère primaire, l'écorce terrestre a été ébranlée par des mouvements de plissement qui ont déterminé le relief. Ainsi, pour nous borner à un exemple, en Belgique et dans les Ardennes, les dépôts

dévoniens se sont tous effectués dans des plis du Silurien, dont les couches sont fortement disloquées. Une coupe théorique de la Belgique au Rhin montre nettement cette disposition (fig. 61). Ces mouvements ont permis aux roches éruptives de former l'axe des chaînes de montagnes, ou de parvenir à la surface en masses plus ou moins épaisses.

Les études de M. Marcel Bertrand l'ont conduit à montrer le rapport qui existe entre les roches éruptives et les zones de plissement, les éruptions étant, comme nous l'avons déjà vu, la conséquence des mouvements de plissement. De la sorte, on a pu reconnaître dans l'ère primaire trois grandes zones de dislocations : 1° le pli huronien, d'époque précambrienne ; 2° le pli calédonien, d'âge silurien ; 3° le pli hercy-

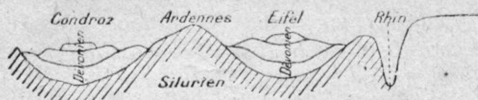


Fig. 61. — Coupe de la Belgique au Rhin pour montrer les dispositions des assises dévoniennes et siluriennes.

nien, d'âge carboniférien ; tous trois se succédant du Nord au Sud (voir dernier chapitre).

Parmi les roches éruptives, les unes sont arrivées au jour, les autres sont restées couvertes d'une voûte sédimentaire, formant peut-être des Laccolithes (voir p. 328), et que l'érosion a ultérieurement dénudés ; cela explique pourquoi les sommets des massifs anciens sont presque toujours formés de roches éruptives.

Durant la période précambrienne se sont produites des éruptions nombreuses de diverses roches, principalement de roches granitoïdes : Granite (Vire, îles Chausey, Bretagne, Cotentin, Plateau Central, Montagne noire, Pyrénées, Dauphiné, région rhénane, Norvège, Balkans, etc.), Granulites (environs de Cherbourg, Morbihan, Vosges, Plateau Central, etc.), Pegmatites, Syénites, Diabases et Porphyres. Comme nous l'avons fait remarquer précédemment, l'âge

d'une roche éruptive est difficile à déterminer ; cependant on peut observer généralement que les Diabases et les Diorites précèdent les Granites, qui, eux-mêmes, précèdent les Granulites.

Les éruptions siluriennes et dévoniennes sont le plus souvent accusées par des épanchements de Diabases (Menez-Hom et Montagnes noires en Bretagne) et de Porphyres. Il semble que, pendant ces périodes, l'activité volcanique ait subi un temps d'arrêt.

Mais, durant la période carboniférienne, l'énergie interne s'est manifestée avec une intensité considérable sous forme d'émissions granitiques (d'après M. Barrois, les Granites du Huelgoat, de Quimper et de Morlaix sont carbonifériens), granulitiques, pegmatiques et porphyriques. Les Porphyres se sont épanchés principalement en France, dans le Plateau Central et dans le Morvan. Il s'est produit des éruptions de Porphyres et de Mélaphyres, à l'époque où se formait la Houille, et même, à Commentry, le contact d'une Granulite a transformé partiellement la Houille en Coke.

L'apaisement a commencé dans le Permien. On trouve, en effet, à cette époque, des traces de phénomènes solfatariens, qui, nous l'avons vu (p. 290 et suiv.), indiquent la fin de l'activité volcanique d'une région. A cette époque, des Porphyres et des Mélaphyres sont venus au jour accompagnes assez fréquemment de roches vitreuses telles que la Résinite.

Phénomène houiller. — On a proposé bien des hypothèses pour expliquer la formation de la Houille. La plus récemment admise consistait à supposer l'existence, démontrée d'ailleurs, d'une végétation luxuriante se développant dans des lagunes, ou dans des marécages, les débris des plantes s'accumulaient sur le sol et y subissaient la décomposition lente qui les amenait à l'état de combustible minéral. Un affaissement du sol venait-il à se produire, la mer revenait sur les terrains précédemment émergés, y déposait

ses sédiments, et le sol, de nouveau exhaussé, se couvrait d'une nouvelle forêt, et ainsi de suite tant que les conditions climatériques conservaient à la végétation sa vigueur. On arrivait ainsi à donner au phénomène houiller une durée extrêmement longue.

Cette théorie a subsisté jusqu'au jour où les ingénieurs français Grand'Eury et Fayol, par de minutieuses observations et des expériences concluantes, ont rétabli la vraisemblance d'une conception plus ancienne, à savoir que la Houille est probablement un sédiment végétal.

Les observations que nous résumons ici ont été faites dans les houillères du Plateau Central, principalement dans celle de Commentry. Il en résulte que le charbon de terre est formé de débris végétaux se recouvrant mutuellement, et dans la situation qu'ils occuperaient si, charriés par un cours d'eau, ils se déposaient sur le fond horizontal d'un estuaire. Les *détritus* sont surtout des feuilles, ou des fragments de feuilles, des tiges, des troncs, des lambeaux d'écorce. L'étude méthodique de ces restes indique qu'il y a là les produits de destruction de grands végétaux aériens, et non des Mousses, ou des plantes aquatiques, ce qui établit une distinction avec la Tourbe De plus, chaque fois qu'on rencontre dans les couches carbonifériennes des tiges ou des racines, elles sont toujours situées dans les Grès et dans les Schistes encaissant les couches de Houille, les souches existent dans les Grès surmontant les couches, étalent leurs racines à la surface de celles-ci sans y jamais pénétrer (Grand'Eury). D'ailleurs, les troncs des grands végétaux fussent-ils verticaux, cela ne prouverait aucunement qu'ils se soient développés à la place où on les observe. A Commentry, en particulier, dans le *banc des roseaux*, les troncs sont tres abondants, les uns sont debout, les autres couchés, mais il y a cent troncs couchés pour un vertical, et jamais on n'en trouve dans la Houille même; ils sont rares dans les Schistes et localisés dans les Grès. En outre, autour des troncs dressés, le Grès encaisse la tige, et les strates se re-

lèvent nettement autour d'elle, disposition observée déjà très anciennement.

Cette remarque a une grande importance, car elle s'explique aisément dans l'hypothèse d'un transport des végétaux par les eaux courantes. En effet, l'expérience suivante rend compte des circonstances observées : une Fougère encore verte, jetée dans une rivière, s'y place verticalement, s'enfonce et ne se couche qu'au bout d'un temps assez long. Si l'eau courante entraîne avec elle des sédiments, le phénomène ne change pas, mais au voisinage de la tige devenue stationnaire, les dépôts se creusent par un effet de remous. Si l'on songe que la plupart des Gymnospermes et des Cryptogames carbonifériennes avaient le port des Fougères, on conviendra qu'elles étaient très propres à rester verticales pendant le transport. Entraînées avec des sédiments grossiers, elles s'enfonçaient peu à peu et restaient debout quand la matière déposée était résistante, ce qui est le cas des Grès. Au contraire, si les matériaux détritiques étaient des boues fines, les troncs tendaient à se coucher sur le fond (Fayol).

Ces considérations suffisent pour comprendre comment les paléontologistes ont pu être amenés à considérer la Houille comme un produit de flottage. L'étude du bassin du Plateau Central explique comment a pu se produire ce flottage. L'examen de la couche principale de Commentry montre que les sédiments recouvrent la couche de Houille en s'inclinant sur elle, et que le Grès et le Schiste se confondent, à la partie supérieure de la couche exploitée qui n'est pas recouverte, par un dépôt sédimentaire caractérisé, comme cela devrait avoir lieu si la houille s'était formée par des accumulations, sur un sol horizontal, de détritus végétaux recouverts, après un affaissement du sol, par des dépôts marins.

Ces faits éclaircissent, sans difficultés, si l'on admet l'hypothèse de torrents chargés de matériaux détritiques débouchant dans un lac profond. Nous savons qu'en pareil cas il se forme un delta (voir p. 170 et suiv.), les matières de transport se déposent par ordre de densité, les gros galets

et les pierres forment, à l'embouchure, des couches inclinées, tandis que les boues vont plus loin se déposer selon une pente douce, au bas de laquelle les alluvions végétales tombent à leur tour dans une situation presque horizontale. Nous savons aussi qu'un delta torrentiel ainsi formé progresse, de sorte que l'enlizement d'une couche de végétaux s'opérera de manière que les sédiments supérieurs soient très variés. De la sorte, les qualités diverses du combustible traduiront simplement des variations dans le régime torrentiel. La matière végétale dépourvue de débris minéraux donnera la Houille pure, et les Schistes bitumineux seront le produit d'un dépôt de vase contenant peu d'alluvions végétales (Fayol).

Cette manière d'envisager le phénomène houiller conduit à penser que la production du combustible n'a pas dû exiger un temps aussi long que le réclamait la théorie ancienne. Les expériences entreprises à ce sujet conduisent toutes au même résultat ; nous n'en citerons qu'une. En soumettant à une rotation continue, dans des cylindres, des cailloux et des matières végétales, on a obtenu assez rapidement des vases chargées de fragments charbonneux comme les Schistes bitumineux anciens et des parcelles d'un noir brillant comme la Houille elle-même (Fayol).

L'observation de la flore fossile de Commentry a fait accomplir à la question un progrès de plus. On suppose aujourd'hui qu'avant d'être ensevelie par les sédiments, la Houille avait acquis sa composition chimique. La détermination de celle-ci fait admettre qu'il s'accomplissait, aux dépens des végétaux et sous l'action des micro-organismes de la vase des marais, des réactions qui décomposaient la Cellulose des végétaux, en dégageant de l'anhydride carbonique et du Méthane. Cette réaction est d'ailleurs connue de nos jours, et il est vraisemblable (1) qu'elle se produisait, ou

(1) M. Van Tieghem a découvert des *Bacillus* en analysant au microscope des coupes minces de bois silicifiés provenant de Saint-Etienne.

qu'il s'en accomplissait une analogue dans les marécages du Plateau Central à l'époque carboniférienne (Renault). D'ailleurs, on sait que l'espèce végétale est indifférente dans une pareille action chimique, et on s'est assuré que l'analyse des tissus des arbres ou des Muscinées donne un résultat à peu près identique; on a pu déterminer que les écorces des végétaux carbonifériens contiennent des proportions de Carbone, d'Oxygène, d'Azote et d'Hydrogène peu différentes (Ad. Carnot). Il est hors de doute, par contre, que, dans la réaction chimique accomplie dans la vase des marais, les matières carbonées, comme les résines, aient joué un rôle important; or l'examen des tissus des Fougères, des Sigillaires, des Calamodendrées, des Cordaïtes, montre que ces plantes étaient munies d'un riche appareil sécréteur.

Il ne nous reste plus qu'à examiner le rôle de la pression dans la production de la Houille. Ce rôle est loin d'être aussi important que l'avait donné à entendre l'ancienne théorie. Il y a longtemps que l'on sait que, frais ou desséchés, ni le bois ni les feuilles ne se transforment en charbon sous l'influence de la pression. Il en est de même pour le Lignite et pour la Tourbe. Cependant, en comparant des débris d'un même végétal transformés en carbonate de Fer et en Houille, on a constaté une forte réduction de volume, et l'on doit admettre que c'est à la compression des vaisseaux et des cellules que la Houille doit de ne pas paraître organisée (Renault).

Tel est le mode probable de formation de la Houille dans le Plateau Central. Le retrait de la mer a été suivi d'un assez violent effort de plissement qui a produit, dans le massif émergé, des ondulations parallèles. A la faveur d'un climat tropical et humide, les pentes et les crêtes se sont revêtues d'une abondante végétation. Les effets du ruissellement dégradaient les versants et entraînaient des matériaux dans des lacs alignés sur les dépressions longitudinales.

L'explication est-elle applicable à des bassins houillers autres que les bassins de la France? On peut répondre au

moins que les circonstances dans lesquelles se présentent ces bassins ne sont pas contradictoires avec la théorie du flottage.

L'épaisseur des couches exploitées est moindre, leur régularité est plus grande, et elles occupent de plus larges surfaces. Les Conglomérats sont rares, on y trouve parfois des Calcaires, et les Grès sont toujours fins ; enfin la Houille n'y montre pas à l'œil nu sa structure organisée. Elle s'y dispose en sédiments réguliers, et les Schistes encaissants, riches en empreintes végétales, montrent qu'il s'agit bien de végétaux terrestres. On ne trouve pas de plantes en place dans les bancs exploités et les tiges verticales sont exceptionnelles.

Rien, dans tout cela, ne s'oppose à l'hypothèse de fleuves apportant, dans leurs estuaires, des alluvions mêlées de détritus végétaux en voie de décomposition chimique. La faible pente des cours d'eau s'opposant au transport des gros blocs et des galets, les matériaux détritiques arrivaient dans les estuaires à l'état de fragments réduits que les vagues ou des courants étalaient transversalement. Le dépôt des Calcaires à fossiles marins s'expliquerait, en ce cas, par des variations dans le lit principal permettant, çà et là, le retour du régime marin. Le dépôt subissait, sans doute aussi, des tassements qui ont modifié l'allure générale des couches.

La présence d'Algues d'eau douce n'infirme pas non plus la théorie du flottage, car ces végétaux se développent abondamment dans les marais, où se produit la décomposition chimique que nous avons signalée.

Enfin, la grande supériorité de la nouvelle théorie est d'expliquer, rationnellement, le phénomène houiller, sans contraindre à admettre un affaissement général du sol, durant une époque, où tout semble prouver que l'Europe était en voie d'émersion.

CHAPITRE IV.

L'ÈRE SECONDAIRE.

CARACTÈRES PALÉONTOLOGIQUES. — Par l'ensemble des caractères de sa faune et de sa flore, l'ère secondaire est intermédiaire entre les temps actuels et les temps primaires. La plupart des types archaïques, animaux et végétaux, ont disparu, sans toutefois faire place encore aux types actuels.

Nous avons assisté à l'extinction graduelle des Trilobites, à l'apparition et à l'épanouissement des Brachiopodes, aux débuts, pour ainsi dire, des Ammonoïdes; nous allons voir, peu à peu, la prépondérance des Brachiopodes diminuer sans que leur disparition soit totale, et les Ammonoïdes vont atteindre une ampleur de développement telle, que c'est eux qui serviront, dans la plupart des cas, à relier entre elles les nombreuses assises des trois systèmes principaux. Parallèlement, nous verrons la classe des Reptiles atteindre le point culminant de son évolution, la pousser jusqu'au type Oiseau, et donner les êtres les plus formidables que la surface de la terre ait portés.

Dans le règne végétal, le rôle des Cryptogames est terminé, et à aucun moment nous ne signalerons de flore comparable à celle de l'époque houillère. Lentement, progressivement, les Cycadées et les Conifères vont l'emporter et donner naissance successivement au type angiosperme, monocotylédone d'abord, puis, à la fin de l'ère, au type dicotylédone.

Avant d'entrer dans l'étude des caractères stratigraphiques, il est bon de jeter un coup d'œil sur l'évolution animale et végétale.

Faune. — Nous passerons rapidement sur les embranchements inférieurs, comme les Protozoaires et les Spongiaires; les premiers sont surtout représentés par des Foraminifères perforés qui, à aucun moment, n'ont l'importance qu'avaient les Fusulines; qu'auront, aux temps tertiaires, les Nummulites. Les Spongiaires, que l'on trouve à tous les niveaux, sont surtout calcaires.

Dans les Cœlentérés, les Hexacoralliaires (types actuels) remplacent les Tétracoralliaires (types primaires). Les Apores (*Stylina*, *Cyatophyllia*, etc.), et les Fungidés (*Cyclolites*, *Anabacia*) jouent un rôle important dans la construction des récifs jurassiques.

Parmi les Vers, les plus importants sont les Brachiopodes (genres *Rhynchonella*, *Terebratula*, *Zeilleria*, *Pygope*, etc.). Les *Spirifer*, les *Productus* ont disparu laissant comme descendant le genre *Spiriferina*, dont l'importance est assez faible.

L'embranchement des Échinodermes a perdu les formes ancestrales que nous signalions au chapitre précédent. Il est principalement représenté par les Échinides (Oursins), dont les uns possèdent un appareil masticateur formé de pièces égales (*Homognathes*), tandis que les autres ne possèdent pas d'appareil masticateur (*Atélostomes*); parmi ces derniers, il faut connaître dès à présent les genres *Ananchytes*, *Echinospatagus*, *Micraster*, qui sont d'une grande utilité pour la classification des assises crétaciques, au moment où les Ammonoïdes font défaut.

Les *Entomostracés* et les *Malacostracés* représentent seuls les Crustacés; mais, à diverses époques, on retrouve de nombreux restes d'Insectes, attestant que l'embranchement des Articulés poursuit toujours son évolution.

Avec les Mollusques, nous arrivons aux Invertébrés dont le rôle a dépassé, durant l'ère secondaire, celui de tous les autres embranchements. Les Gastéropodes, les Lamellibranches et les Céphalopodes sont abondamment représentés.

Dès le début de l'ère, la distinction avec les Gastéropodes primaires est très nette : les *Bellerophon* et les *Euomphalus* sont rares, tandis que les *Pseudomelania*, *Melania* et *Littorina* se montrent avec les Cérithidés, les *Natica*, les *Nerina* et les Opisthobranches. Plus tard, durant la période jurassique, les genres anciens *Bellerophon* et *Euomphalus* ont disparu, et tous les Prosobranches diotocardes actuels ont leurs représentants. Les *Fusus* et les *Murex* apparaissent un peu plus tard, ainsi que les Volutidés et les Pleurotomidés. Les Pulmonés (*Physa*, *Limnœus*, *Planorbis*) sont assez fréquents dans les couches lacustres du Jurassique supérieur.

Les Lamellibranches subissent de même un renouvellement complet. Les groupes qui prennent de l'importance sont les Anisomyaires (*Pecten*, *Lima*, *Perna*, *Inoceramus*, *Plicatula*, *Modiola*, *Mytilus*, *Ostrea*, *Avicula*, *Cardium*, *Lucina*, etc.).

Un groupe fort important, qui n'a plus qu'un seul représentant actuel, est celui des *Chamacés*, dont quelques formes (*Radiolites*, *Hippurites*) sont souvent désignées sous le nom de *Rudistes*.

C'étaient des Lamellibranches à coquille épaisse et à valves très inégales. Ils habitaient les récifs, ou le littoral des mers chaudes, et vivaient fixés par une de leurs valves. Ces valves peuvent prendre les formes les plus variées : enroulée (*Diceras*), régulièrement conique, ou cylindrique et ornée de sillons longitudinaux (*Hippurites*), conique et aiguë, avec des bandes longitudinales ornées de côtes (*Radiolites*). Les variations ne sont pas forcément identiques sur la valve libre et sur la valve fixée. Ainsi la coquille d'un *Hippurites* a une valve libre plane et une valve conique fixée.

Les Céphalopodes sont représentés par les Bélemnoïdes et les Ammonoïdes (fig. 62 et 63).

Ces derniers, dont nous avons vu les ancêtres dans l'époque dévonienne (*Goniatites*, *Clymenia*), présentent une coquille enroulée comme celle du *Nautilus*. Cette coquille est divisée intérieurement par des cloisons en une série de

chambres ou loges dont l'animal occupait la dernière. La ligne suivant laquelle la cloison adhère à la paroi de la coquille constitue la suture, et, au point de vue de la classification, la forme de la suture est très importante ; elle est simple chez le Nautile ; mais déjà, chez les Goniatites et chez les Clyménies, elle présente des dépressions et des saillies. On appelle *lobe* une dépression de la suture dont la concavité est tournée vers l'ouverture de la coquille, et *selle* une saillie convexe vers l'ouverture. Pour représenter une ligne de suture, on la suppose étalée sur le plan tangent à la coquille et perpendiculaire au plan de symétrie. On obtient ainsi une figure symétrique. On distingue dans chaque moitié deux portions, l'une qui correspond à la suture de la cloison avec la paroi de la coquille s'appuyant sur le tour précédent de spire, c'est la portion interne ; l'autre, qui correspond à toute la portion libre du tour de spire, est la portion externe. C'est cette dernière qui a le plus d'importance. Nous allons voir que le plus ou moins grand degré de complication des sutures est un caractère très employé dans la spécification des Ammonites.

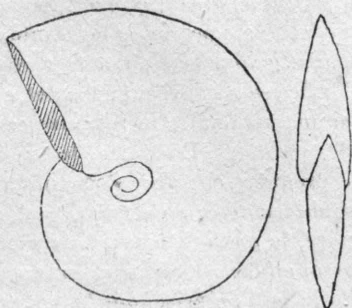


Fig. 62. — Ammonite.

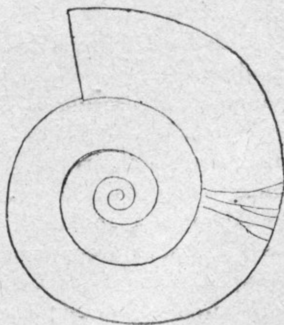


Fig. 63. — Ammonite.

Un autre caractère est tiré du siphon. L'abdomen des Ammonites devait présenter à sa partie postérieure un pro-

longement grêle en forme de canal s'étendant à travers toutes les chambres jusqu'à la première et traversant les cloisons. Cette hypothèse résulte de l'étude anatomique du *Nautilus* et de la *Spirula*, Céphalopodes actuels ayant certaines analogies avec les Ammonoïdes. Or, chez ces animaux, quand le siphon traverse une cloison, les bords de l'orifice se recourbent en avant, ou en arrière pour former le goulot siphonal. On retrouve ces goulots dans les coquilles d'Ammonites. En outre, le siphon prend son origine dans la première chambre (loge initiale) sous forme d'une ampoule terminée en cæcum, prolongé par un mince filet calcaire, le *prosiphon*, qui traverse la loge et va s'adapter à la paroi en face la terminaison du siphon (Munier-Chalmas). Enfin, si l'on brise tous les tours de spire et si l'on examine de l'extérieur le fond de la loge initiale, on ne trouve pas de cicatricule. Nous avons précédemment invoqué ce fait pour séparer les Ammonoïdes des Tétrabranchiaux (p. 459).

Ces connaissances succinctes suffisent pour faire comprendre les grandes lignes de la classification des Ammonoïdes.

Nous les définirons des Céphalopodes dibranchiaux à coquille externe, cloisonnée, à loge initiale ovoïde, ou sphérique, pourvue d'un prosiphon. Dans un premier sous-ordre, nous placerons les Rétrosiphonés, Ammonoïdes à goulots siphonaux dirigés en arrière, à lobes et à selles simples (*Goniatites*, *Clymenia*). Le deuxième sous-ordre sera celui des Prosiphonés à goulots siphonaux dirigés en avant. Ce sont les *Ammonites* proprement dites; nous distinguerons deux groupes. D'abord les *Latisellés*, dont la première cloison forme une selle large; ensuite les *Angustisellés*, dont la première cloison forme une selle étroite. La division en familles se fait d'après les dispositions des sutures.

On trouve fréquemment, conjointement avec les coquilles d'Ammonites et souvent à l'intérieur de la dernière chambre, des productions singulières formées soit d'une seule valve (*Anaptychus*), soit de deux valves (*Aptychus*) juxta-

posées sans articulation et prenant la forme d'un cœur plus ou moins élargi. Nous ne donnerons pas toutes les opinions émises sur cet organe énigmatique. Il semble que l'on doive le considérer comme un cartilage calcifié donnant insertion à divers muscles, comme il en existe chez divers Céphalopodes actuels (Steinmann).

Il existe aussi un certain nombre d'Ammonoïdes dont la coquille n'est pas formée d'une spirale à tours contigus. On connaît un grand nombre de formes à tours déroulés (*Crioceras*, *Scaphites*), d'autres sont enroulés en spirale conique sénestre (*Turrilites*), d'autres commencent par une spire plane, puis la coquille devient droite à section elliptique (*Baculites*).

Les Bélemnoïdes sont tous différents. Ce sont des Dibranchiaux à coquille interne ou nulle, pourvus de bras armés de ventouses ou de crochets. Les types les plus intéressants sont les *Bélemnites*, dont les coquilles sont aussi fréquentes que celles des Ammonites dans les terrains secondaires.


Fig. 64. Rostre de Bélemnite.

Elle se compose de trois parties : 1° le rostre, qui est le plus souvent conservé (fig. 64), production calcaire cylindrique généralement brune terminée à son extrémité par un cône; le calcaire y forme des prismes très fins disposés radialement par rapport à un axe longitudinal ; la cassure montre nettement la structure radiée ; à son extrémité pointue, le rostre est libre ; 2° à l'autre extrémité, il est creusé d'une cavité conique (alvéole) très aiguë en arrière, le contenu de l'alvéole, ou *phragmocone*, se compose d'une enveloppe spéciale, la *conothèque*, et de cloisons transversales concaves en avant et limitant des chambres successives homologues de celles des Ammonoïdes ; la première chambre, ou loge initiale, est une vésicule sphérique ; toutes les loges sont traversées par un siphon étranglé au niveau des cloisons ; 3° la conothèque se prolonge au delà de l'alvéole et forme un entonnoir d'ouverture très large, dont le côté dorsal, très développé, s'étend

sous forme d'une lame mince foliacée, le *proostracum*. Cette production, très délicate, est très rarement conservée.

Il est deux genres que nous rencontrerons souvent et qui se distinguent aisément l'un de l'autre : *Belemnites* et *Belemnitella*. Dans le premier, le rostre n'a pas de sillon à son extrémité alvéolaire, tandis que, dans le second, il y a une courte échancrure rectiligne, qui pénètre jusqu'à l'alvéole ; en outre, le rostre est pourvu d'une dépression vasculaire très nette.

L'embranchement des Vertébrés est représenté par les cinq classes.

Celle des Poissons ne montre pas de très grands changements. Au début, la prédominance est encore aux Ganoïdes (Lépidostéoïdes et Amioïdes) ; cependant, on rencontre des formes inférieures de Téléostéens (Physostomes). Les Sélaciens et les Dipneustes sont encore très abondants. Plus tard, on voit apparaître les Raies ; cependant, les Calcaires lithographiques de la Bavière et de Cérin, qui ont fourni tant de pièces admirablement conservées, n'ont pas fourni de types nouveaux de Poissons. Dans la fin de l'ère secondaire, on voit apparaître les Téléostéens physoclistes, qui prendront la première importance dans l'ère tertiaire.

Les Batraciens sont nombreux au début de l'ère : ce sont des Stégocéphales, descendants directs des *Branchiosaurus* et des *Archegosaurus* carbonifériens, ce sont les genres *Metopias*, *Capitosaurus*, *Mastodonsaurus*, *Labyrinthodon*, *Rhinosaurus*, etc. Quelques-uns atteignent une grande taille. Le crâne de *Mastodonsaurus* va jusqu'à 1 mètre. L'ossification du crâne de ces animaux est plus accusée que chez les Stégocéphales permiens ; les condyles occipitaux, notamment, sont tout à fait ossifiés et les dents atteignent le degré de complication dont il a été question. Après le Trias, on ne trouve plus de Batraciens, sauf dans les couches inférieures du système crétacique, un Urodèle dont les relations anatomiques avec les Stégocéphales sont assez étroites pour qu'on ne puisse mettre en doute la descendance.

La classe des Reptiles est, comme nous l'avons dit, la plus abondante. On trouve des formes inférieures rappelant les Stégocéphales (Cotylosauriens) ; d'autres présentant des caractères de Mammifères (Thériodontes) et qui avaient apparu dans le Permien ; d'autres ayant le bassin des Monotrèmes (Dicynodontes). Ces trois groupes forment l'ordre des Théromorphes, qui ne dépasse pas le Trias.

Un second ordre très nettement caractérisé et adapté à la vie aquatique, débute, à la même époque, pour atteindre son développement complet dans le système jurassique ; c'est celui des Ichthyoptérygiens ou Ichthyosauriens. Ils sont caractérisés par une tête énorme, des mâchoires pourvues de cent quatre-vingts à deux cents dents semblables, une orbite volumineuse à sclérotique ossifiée, un trou pariétal ; la cage thoracique était dépourvue de sternum, mais il existait des côtes abdominales. L'humérus était court, le radius et le cubitus étendus transversalement, ainsi que le carpe et les phalanges. Il y avait sept doigts formés de petits os polygonaux, réunis par une membrane qui a été retrouvée. L'ensemble constituait une palette natatoire d'une grande flexibilité et d'une puissance incomparable. Ces animaux ne sont connus que dans l'ère secondaire (*Mixosaurus*, *Ichthyosaurus*, etc.).

Les Rhynchocéphales sont assez peu nombreux (*Rhynchosaurus*, *Hyperodapedon*). Parmi les Lépidosauriens, les Lézards vrais apparaissent à la fin du Jurassique, et les Pythonomorphes, Lézards gigantesques adaptés à la vie aquatique (*Mosasaurus*, *Clidastes*, *Platecarpus*), caractérisent le système crétacique qui a vu apparaître aussi les premiers Serpents (Ophidiens).

Par contre, les Chéloniens datent du Trias avec le genre *Psammochelys*, ainsi que les Sauroptérygiens, reptiles aquatiques aux membres différenciés en palettes natatoires, mais se distinguant des Ichthyosauriens par leur cou plus long (au moins dix vertèbres), leur queue réduite et la forme annulaire de la ceinture scapulaire. Le crâne est tantôt petit

(*Plesiosaurus*), tantôt volumineux et allongé (*Nothosaurus*).

De même, les Crocodiliens apparaissent de très bonne heure (dès le Trias) avec les genres *Belodon*, *Aëtosaurus*, *Teleosaurus* pourvus d'un sternum abdominal ; les Crocodiles proprement dits (genre *Crocodilus*) se montrent dans la partie terminale du système crétacique.

Une adaptation très curieuse du type Reptile se montre aussi dans l'ère secondaire, ce sont les Ptérosauriens, Reptiles volants, qui se montrent à partir du Jurassique.

Le squelette de l'appareil de vol chez ces animaux est très différent de ce qu'il est chez l'Oiseau et chez la Chauve-Souris. Le cinquième doigt de la main se développe extraordinairement et présente un nombre plus ou moins grand de phalanges très allongées. Cela constitue une tige grêle qui servait de support à une membrane dépourvue de plumes et d'écailles et qui s'insérait, d'autre part, sur les côtes et sur les pattes postérieures.

On sait que, chez l'Oiseau, l'aile est une main atrophiée servant de soutien aux plumes, et, chez la Chauve-Souris, la membrane alaire s'étend entre les cinq doigts démesurément allongés. La taille des Ptérosauriens varie de celle d'un Passereau à celle d'une Poule; cependant, on a trouvé dans les assises crétaciques américaines, le genre *Pteranodon*, qui atteignait 6 mètres d'envergure. La tête forme un angle droit avec le cou comprenant un petit nombre de vertèbres. La mâchoire ne porte de dents que chez les types les plus anciens (*Rhamphorhyncus*, *Dimorphodon*, *Pterodactylus*).

D'autres Reptiles, aussi spécialisés, quoique de forme moins étrange, sont les Dinosauriens, groupe très vaste, dont quelques représentants offrent des caractères d'Oiseaux, et qui présentent toutes les formes de passage entre la station quadrupède et la station sur le bipède postérieur. C'est parmi les Dinosauriens que l'on rencontre les animaux les plus grands que l'on connaisse : l'*Atlantosaurus* atteignait une quarantaine de mètres, le crâne du *Triceratops* mesure 2 mètres ; une vertèbre d'*Apatosaurus* atteint 1 mètre.

La classe des Oiseaux, inconnue dans l'ère primaire, apparaît dans l'ère secondaire. Le représentant le plus ancien est l'*Archæopteryx*, qui date des derniers temps jurassiques.

Dans cet animal, on observe un mélange de caractères reptiliens et de caractères aviens qui établit la filiation des deux classes. Les caractères reptiliens principaux sont : 1° une longue queue de vingt et une vertèbres, caractère qui le distingue de tous les Oiseaux actuels (fig. 65) ; 2° l'indépendance des métacarpiens et trois doigts armés de griffes au membre antérieur ; 3° des dents coniques enfoncées dans des alvéoles du maxillaire, 4° les vertèbres biconcaves ; 5° le

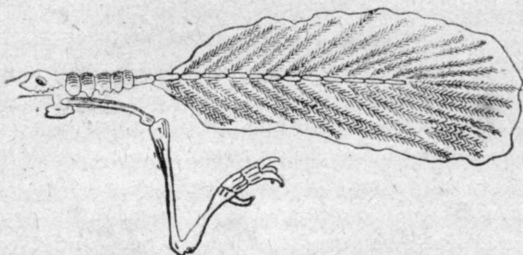


Fig. 65. — Queue et membre postérieur de l'*Archæopteryx*.

sacrum qui n'est formé que de cinq vertèbres ; 6° la présence de côtes ventrales.

Les caractères aviens sont : 1° la présence de plumes, absolument typique ; on a trouvé une paire de plumes sur chaque vertèbre et d'autres insérées sur l'avant-bras ; l'examen des lignes d'insertion musculaires sur l'humérus montre que l'animal devait être mauvais voilier ; 2° le crâne qui est celui d'un Oiseau par l'absence de fosses temporales, la forte soudure des os, le développement du frontal, la largeur de la cavité crânienne ; 3° la ceinture scapulaire formée de deux clavicules soudées sur la ligne médiane en une fourchette, d'une omoplate en forme de lame de sabre et d'un os coracoïde réduit ; 4° l'os carré non soudé au squamosal.

Les caractères reptiliens de l'*Archæopteryx* se retrouvent

dans les embryons de quelques Oiseaux actuels : les très jeunes Autruches ont une queue à vertèbres nombreuses, et les embryons de Perroquet présentent des dents rudimentaires dans des alvéoles.

Deux autres Oiseaux, seulement, ont été découverts dans les assises crétaciques.

L'un, l'*Hesperornis*, était d'assez grande taille et portait des dents implantées dans une rainure de la mâchoire, la carène du sternum était assez peu développée ; on pense qu'il ne devait pas être bon voilier, et différents détails de son squelette laissent supposer qu'il était nageur et plongeur. L'autre, l'*Ichthyornis*, armé de dents alvéolaires, possédait un sternum à carène bien développée, et les insertions musculaires de l'humérus révèlent la puissance de l'aile ; ce devait être un très bon voilier.

Les Mammifères ont peut-être fait leur apparition à l'époque triasique. Toutefois, si l'on admet que la classe descend des Reptiles inférieurs (Dicynodontes, Thériodontes), il faut admettre aussi que l'évolution a débuté pendant une époque antérieure, peut-être durant la période permienne ; car, si inférieurs que soient les Mammifères triasiques, ils sont déjà très éloignés des Reptiles en question.

Les Mammifères les plus anciens ont été trouvés au Cap, dans les couches de Karoo (genre *Tritylodon*, connu par un crâne presque entier) ; d'autres genres, *Dromatherium* et *Microconodon*, de la Caroline du Nord, sont plus inférieurs au point de vue de la dentition.

En Europe, le Trias wurtembergeois a fourni le genre *Microlestes*. Tous ces animaux appartiennent à la sous-classe des Protothériens. C'est à cette même sous-classe que l'on doit rapporter les Mammifères jurassiques : *Amphilestes*, *Phascolotherium*, *Triconodon* (Insectivores et Carnivores), *Plagiaulax*, *Amphitherium* (Herbivores). On les rencontre encore dans l'Amérique du Nord, dans les couches de Laramie, qui font la transition entre l'ère secondaire et l'ère tertiaire.

Flore. — Dès l'époque triasique, les Annulariées, les Lépidodendrées, les Calamites s'éteignent, et parmi les Phanérogames, les Cordaïtes ne paraissent plus. La flore des temps secondaires est assez pauvre. Dans le Trias, les groupes végétaux les mieux représentés sont les Conifères (*Voltzia* [fig. 66], *Albertia*), les Cycadées (*Pterophyllum*) et les Fougères arborescentes (*Anomopteris*, *Crematopteris*, *Teniopteris*); cependant, dans l'hémisphère austral, les genres permiens *Glossopteris* et *Schizoneura* accompagnent le genre *Teniopteris*.


Fig. 66. — *Voltzia*.

Durant la période jurassique, les Conifères s'augmentent des genres *Baiera* et des Araucariées; les Cycadées sont plus abondantes (*Podozamites*, *Nilssonia*, *Zamites*); les Fougères sont représentées par des *Osmondées*, des *Schizéacées*. Le fait le plus important est l'apparition des Monocotylédones, avec le genre *Rhizocaulon*, dans les dernières couches jurassiques.

Dans la série crétacique, les formes jurassiques persistent, mais elles se mélangent aux Angiospermes monocotylédones et dicotylédones (Myricées, Salicinées, Laurinées, Magnoliacées) et aux Conifères, dont beaucoup se sont maintenus dans nos climats (*Pinus*, *Abietites*).

Puis, à mesure que la période crétacique s'avance, la flore des Angiospermes supplante celle des Cryptogames, au moins sous les latitudes actuellement tempérées; les Cycadées et les Fougères arborescentes reculent lentement vers le Sud, qu'elles n'abandonneront toutefois que beaucoup plus tard. Les gisements végétaux les plus riches sont ceux du Groënland (couches d'Atané), de Bohême, du Beausset et de Fuveau en Provence; les Monocotylédones les plus répandues sont les Palmiers et les Bambous; on y trouve, parmi les

Dicotylédones, les Tulipiers, les Magnolias, les Figuiers, les Hêtres, les Platanes, les Saules, les Peupliers.

CARACTÈRES STRATIGRAPHIQUES. — Les caractères stratigraphiques des dépôts secondaires offrent une assez grande variété; nous les passerons en revue successivement.

I. *Système triasique.*

recommandé

Distribution géographique. — Le Trias présente deux facies principaux : l'un occidental, caractérisé par la présence d'un Calcaire marin (ou Muschelkalk), entre deux dépôts lacustres ou lagunaires; l'autre, oriental, formé exclusivement de Calcaires marins.

Facies occidental. — La division inférieure du Trias est formée par des Grès bigarrés de nuances très diverses (rouge, vert, blanc, brun, jaune). Dans la région de la Souabe, de la Franconie et de la Thuringe, on distingue trois assises principales dans les Grès bigarrés. La plus inférieure est à peu près dépourvue de fossiles; l'assise moyenne renferme des débris végétaux (*Equisetum*, *Anomopteris*, *Voltzia*, *Albertia*). A la partie supérieure de cette assise, on observe des restes d'animaux de rivages, attribués les uns à des Stégocéphales (*Chirotherium*, *Mastodonsaurus*), les autres à des Dinosauriens (*Brontozoum*). La dernière assise désignée par les Allemands sous le nom de *Rôth*, contient des fossiles marins (*Myophoria*) parmi lesquels une Ammonite de la famille des *Ceratites* (*Reneckia tenuis*).

Le Muschelkalk est très développé en Allemagne, on y distingue encore trois assises. L'inférieure (Wellenkalk) est un Calcaire marin, dont les couches forment des surfaces ondulées, on y trouve beaucoup de Cératitidés, entre autres *Ceratites trinodosus*, que nous verrons caractériser le facies oriental. L'assise moyenne, généralement dolomitique, renferme les gisements salifères de la Thuringe, avec Gypse et Anhydrite; les fossiles qu'on y trouve sont des ossements et des dents de Reptiles.

L'assise supérieure est un Calcaire coquillier (Calcaire à entroques), dont la base est littéralement criblée de fragments de tiges d'*Encrinus liliiformis* (fig. 67), les couches supérieures renferment des fossiles marins : *Ceratites nodosus* (fig. 68), *C. semipartitus*, *Myophoria vulgaris*, *Terebratula vulgaris*, *Pecten lævigatus*, *Lima striata*. La dernière assise du Muschelkalk est un banc dolomitique très fossilifère, dans lequel abondent les Crustacés.

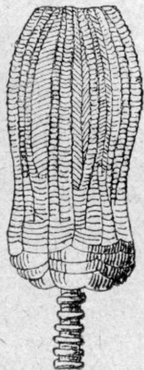


Fig. 67. — *Encrinus liliiformis.*

L'étage supérieur du Trias germanique, ou Keuper, est constitué par des Argiles bariolées contenant fréquemment du Gypse et alternant avec des Grès. On peut y distinguer encore deux assises. La plus inférieure, ou Lettenkohle, est directement superposée au Muschelkalk ; elle comprend des Argiles et des Schistes, avec des intercalations de Houille très impure. On y trouve abondamment des restes de Poissons et des Végétaux (*Equisetum arenaceum*, *Voltzia*, *Pterophyllum*, *Teniopteris*). L'assise inférieure du Keuper se termine par un banc dolomitique (dolomie-limite) contenant les mêmes fossiles marins que le Muschelkalk. En Thuringe, on y a trouvé le genre *Nautilus* ; à Tübingue, la Lettenkohle renferme des Brèches à ossements de Poissons et de Reptiles ; on y trouve des dents de Dipneustes (*Ceratodus*) et des restes du squelette de *Mastodonsaurus*.

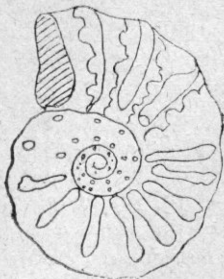


Fig. 68. — *Ceratites nodosus.*

Le Keuper supérieur est formé, à sa base, de Marnes à lentilles gypseuses, de Grès à nombreux végétaux (Grès à roseaux ou Grès de Stuttgart), avec restes de Labyrinthodontes (*Mastodonsaurus Jægeri*) et d'un Grès supérieur à Crocodiliens (*Aëtosaurus*,

Belodon). On conserve au musée de Stuttgart une plaque de Grès sur laquelle se trouvent vingt-quatre individus d'*Aëtosaurus*, d'une petite taille.

La composition du Trias dans la région des Vosges et des Ardennes est très analogue à celle du Trias germanique. Cependant, à la base du Grès bigarré, se trouve le Grès des Vosges, immédiatement superposé au Grès permien. Il est rouge-brique, grossier et les grains de quartz qui le forment sont unis par un ciment de peroxyde de Fer qui lui donne sa nuance. Ces Grès sont entremêlés de Poudingues (Nancy, Lunéville, Raon-l'Etape). Le Grès vosgien n'est pas fossilifère, c'est son identité avec le grès du Spessart reposant directement sur le Zechstein qui a conduit les géologues à le placer à la base du Grès bigarré.

Une autre différence entre les dépôts triasiques allemands et vosgiens est que, dans ces derniers, les gisements salifères sont intercalés dans le Keuper et non dans le Muschelkalk.

En Angleterre, le Trias n'est représenté que par des Grès rouges (*new red sandstone*) et des Marnes, c'est dans le Nord-Ouest de l'Angleterre qu'il est le plus développé. Il est d'ailleurs très riche en ossements de Reptiles, en dents de Poissons, en empreintes de Stégocéphales et de Labyrinthodontes.

Le Trias anglais se continue sur la terre ferme, dans le Cotentin, où il est formé de graviers, de Poudingues, de sables, de Grès et de Marnes rouges.

La série triasique n'affleure pas dans le bassin de Paris, mais on la retrouve aux environs d'Autun (Arkose de la Planoise) et de Chalon-sur-Saône. Les Arkoses, assez meubles parfois pour être recherchées des verriers, renferment des empreintes de *Mastodonsaurus*; elles sont probablement synchroniques du Muschelkalk et des Grès bigarrés. A Couches-les-Mines, le Keuper s'offre sous la forme de Marnes bariolées avec Gypse suffisamment abondant pour fournir une exploitation (vallée de la Dheune); les sources salées, assez répandues dans la contrée, indiquent la présence de couches salifères.

Aux environs de Mâcon, la succession des étages est plus nette. A la base, des Grès bigarrés avec empreintes de *Voltzia* et de *Labyrinthodontes* ; au-dessus, une couche dolomitique, et un Grès à dents de Poissons et à *Myophoria* remplace le Muschelkalk allemand ; le Keuper est représenté par des Marnes bariolées, intercalées entre une Arkose et des Cargneules. Le Trias de la Nièvre est exploité pour ses

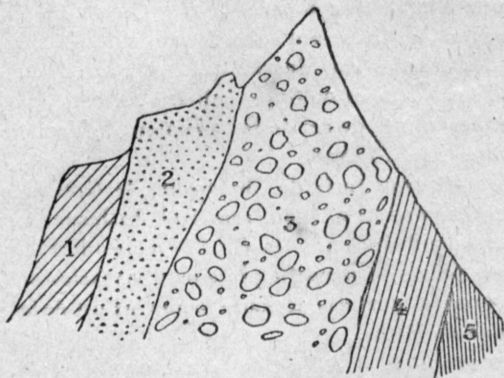


Fig. 69. — Trias des Pyrénées (la Rhune).

1. Keuper. — 2. Grès bigarré. — 3. Poudingue à galets impressionnés. 4. Permien. — 5. Schistes carbonifériens.

Argiles à dépôts de Gypse. Le Trias, avec les mêmes caractères, affleure encore, en bordure, au nord du Plateau Central. On le retrouve en divers points de la région pyrénéenne, notamment dans les Basses-Pyrénées, au pied de la Rhune (fig. 69). Sa partie supérieure, comme en Lorraine, est salifère, mais les fossiles y sont rares.

En Espagne, les Marnes bariolées avec Gypse et sources salées sont abondantes ; mais si l'on s'avance vers le littoral de la Méditerranée, on voit s'accentuer le facies marin ; même, aux îles Baléares, le Trias offre le facies oriental. En Provence, on le retrouve encore avec ses caractères germaniques.

Dans les Alpes méridionales, le Trias est formé, à la base, de Grès siliceux jaunes, auxquels des Poudingues sont subordonnés. Au-dessus vient un calcaire dolomitique assimilé au Muschelkalk lorrain, surmonté d'Argiles et de Schistes bariolés, avec Gypse et Cargneules.

Aux environs de Modane, ce système acquiert une épaisseur considérable, et les Grès bigarrés deviennent assez durs pour avoir été comparés à des Quartzites ; dans la même région, les Grès sont subordonnés à des Dolomies contenant des fossiles du Muschelkalk, et couronnés par des dépôts d'Anhydrite et de Gypse salifères. A cet étage appartiennent les mines de sel de Bex (canton de Vaud) et de la Tarentaise (Alph. Favre).

A Saint-Gervais (près de Chamonix), le Grès bigarré est remplacé par une Arkose qui renferme du Jaspe, comme on en trouve d'ailleurs dans les Grès bigarrés de Plombières. Sur divers points du massif alpin suisse, ce facies du Trias a été reconnu ; sa partie supérieure forme, à l'est de la Suisse, la Dolomie du Röthi.

Facies oriental. — A l'est de la haute vallée du Rhin, le facies du Trias change complètement ; toutes les assises sont marines, et la faune présente l'association des types secondaires avec les types primaires (fig. 70).

Dans les Alpes bavaroises, dans le Tyrol et dans les montagnes d'Autriche, jusqu'à Vienne, se trouvent des Calcaires compacts d'aspect marmoréen dans lesquels abondent les Algues.

Dans les montagnes de la Lombardie et dans la Vénétie, ce sont les Dolomies qui dominent et donnent aux massifs élevés ces pittoresques aspects admirés des voyageurs. La faune est particulièrement riche en Ammonoïdes dibranchiaux : *Goniatites*, *Ceratites*, à sutures simples et *Pinacoceras*, à sutures complexes. C'est dans les mers du Trias alpin qu'ont vécu les derniers *Orthoceras* et qu'est née la famille des Bélemnites. Les Brachiopodes sont franchement secondaires, car le genre le plus répandu est *Terebratula*,

rare dans les assises primaires. Enfin, les Algues coralligènes, *Dachylopora*, *Gyroporella*, *Diplopora*, *Haploporella*, sont très abondantes. Elles appartiennent à la famille actuelle des Siphonées (Munier-Chalmas).

L'étage inférieur est caractérisé par les Cératitidés du genre *Tirolites*. Il est constitué par des Schistes micacés rouges, ou sableux et gris, avec Argiles et intercalations gypseuses salées ; on y trouve, outre les *Tirolites*, des *Myophoria*, des *Posidonia* et des *Naticella*.

C'est l'étage werfénien (1).

Au-dessus vient l'étage virglorien (Mosjisovics), divisé en



Fig. 70. — Trias des Alpes.

1. Calcaires et Schistes werféniens. — 2. Calcaire virglorien à *Ceratites*. 3. Calcaire tyrolien à Ammonites. — 4. Calcaire juvavien. — 5. Rhétien.

deux zones : l'une, inférieure, à *Ceratites binodosus*, *Spiriferina Mentzeli*, etc. ; l'autre, à *Ceratites trinodosus*, accompagnés des genres *Ægoceras*, *Amaltheus*, que nous retrouverons dans le système jurassique, et d'une Bélemnite (*Aulacoceras*). Le Virglorien est représenté par des Calcaires ondulés, des Grès, des Conglomérats et des Dolomies.

L'étage tyrolien (Haug) surmonte le Virglorien, il débute par les Calcaires de Buchenstein, gris, noduleux, ou en plaquettes ; ils sont caractérisés par les Cératitidés du genre *Trachyceras* (*T. Reitzi*, *T. Curioni*, *T. Archelaus*). Au-dessus viennent les Schistes de Wengen, mélangés de Tufs porphyritiques, qui passent progressivement au puissant

(1) A ce sujet, on remarquera qu'une erreur a été commise au tableau de la page 396 : les assises triasiques y doivent être lues en sens inverse de celui où elles ont été composées.

massif dolomitique du Schlern, dans lequel toute trace de stratification a disparu. Les Dolomies résultent de la transformation de Calcaires coralliens sous l'action d'infiltrations magnésiennes (Richthofen, Mosjisovics); au-dessus viennent des Tufs porphyritiques avec Marnes calcaires (couches de Saint-Cassian) contenant une faune remarquablement conservée, les Ammonites (*Trachyceras*, *Arcestes*) sont associées aux Orthocères (*O. elegans*, *O. ellipticum*), à des Brachiopodes, à des Gastéropodes, à des Échinodermes (*Encrinus*, *Pentacrinus*, *Cidaris*).

En Lombardie, ces couches sont représentées par des Schistes bitumineux à *Trachyceras Aon* et à débris de Vertébrés. L'étage se termine par les Schistes bitumineux de Raibl à grandes Ammonites, à Poissons et à Lamellibranches (*Myophoria*).

Le dernier étage du Trias alpin est le Juvavien (Haug). Il débute par les Calcaires compacts, ou marbres de Hallstadt, à *Pinacoceras*, à *Arcestes*, et contenant un Lamellibranche caractéristique, *Monotis salinaria*, associé aux deux genres *Daonella* et *Holobia*. Ces Calcaires passent au Calcaire de Dachstein et à la grande Dolomie, ou Dolomie principale, caractérisée par un Lamellibranche, *Avicula exilis*, et un Gastéropode, *Turbo solitarius*. Quelquefois, la Dolomie repose sur les couches de Raibl, dont elle n'est séparée que par des Gypses et des Cargneules.

Les types marins du Trias se retrouvent en Italie, dans les Apennins de Ligurie, sur la côte orientale de l'Espagne, mais ils n'atteignent pas l'Algérie. Les Céphalopodes triasiques ont été trouvés dans les couches de Silésie, de Bosnie, dans les Balkans, dans la Russie méridionale (dans la Russie du Nord, on trouve le facies occidental). En Asie, dans le Turkestan, le facies européen se retrouve; mais, dans la région de l'Himalaya, le facies marin l'emporte. Il en est de même pour les régions arctiques et pour une grande partie de l'Asie du Nord; cependant, dans certaines localités, assez restreintes, il est vrai, on retrouve le facies occidental.

Il faut donc retenir, de cette revue rapide, l'existence, à l'époque triasique, d'une mer, à régime uniforme, couvrant la plus grande partie de l'Asie, occupant l'emplacement du Pacifique septentrional et venant se relier par le Sud de la Russie à la mer qui s'étendait sur la région de nos Alpes orientales. Les dépôts littoraux et lagunaires de l'Allemagne, de l'Angleterre, de la France, permettent de reconstituer en partie les lignes des rivages européens de l'Océan triasique (fig. 71). Cette mer, nous l'avons vu, avait apparu dès la période carboniférienne.



Fig. 71. — La mer du Trias en Europe.
Les terres émergées sont représentées par les parties hachurées.

Aux États-Unis, on trouve, dans la région des Apalaches, un facies semblable à celui du Plateau Central de la France; le dépôt des couches a souvent été interrompu par des éruptions mélaphyriques. La flore présente les mêmes genres qu'en Europe; dans la faune de la Caroline du Nord, les géologues américains ont découvert les restes d'un Mammifère, le *Dromatherium*. Les dépôts triasiques de l'Amérique ren-

ferment quelquefois du Cuivre. C'est dans l'État de Nevada que se fait la transition entre le facies terrestre et le facies marin ; on y trouve le genre *Monotis* associé aux Ammonites du Tyrolien.

Dans l'Amérique méridionale, les dépôts terrestres dominent, du Brésil à la Cordillière, dans la république Argentine et dans l'Uruguay, dont les couches à végétaux possèdent d'indiscutables affinités avec la flore à *Glossopteris*.

Dans l'Afrique australe, la formation des couches du Karoo, Grès de couleur claire disposé en couches horizontales, appartient en majeure partie à l'époque triasique ; on y trouve avec des végétaux (*Glossopteris*) des Reptiles cotylosauriens (*Procolophon*, *Dicynodon*, *Pantylus*, *Chilonyx*) et un Mammifère protothérien (*Tritylodon*).

Dans l'Hindoustan central, les couches permiennes de Gondwana sont surmontées des couches de Panchet à *Dicynodon*, empreintes de *Labyrinthodontes*, et de végétaux : *Teniopteris*, *Glossopteris*, *Schizoneura*.

En Australie, en Tasmanie et dans la Nouvelle-Zélande, on trouve un mélange de couches marines à *Monotis*, à *Nautilus*, etc., et terrestres à *Teniopteris* et à *Alethopteris*, ce qui montre que l'Océan triasique oriental baignait ces contrées, qui devaient être reliées d'autre part à l'Afrique australe et à l'Amérique du Sud, comme on peut le déduire par l'identité des faunes.

II. *Système jurassique*

On distingue, dans le système jurassique, trois séries : 1° la série liasique, où dominent des sédiments détritiques de couleur foncée ; 2° la série médio-jurassique qui renferme un mélange de dépôts calcaires organiques et de dépôts détritiques ; 3° la série supra-jurassique qui contient surtout des dépôts organiques calcaires et tout à fait à la fin des dépôts terrestres et lacustres.

SÉRIE LIASIQUE. — *Distribution géographique.* — La série

liasique est complètement développée dans la Franche-Comté et dans le Jura. Elle débute par un Grès ayant pour fossile caractéristique un Brachiopode, *Discina Balearia*, au-dessus duquel se trouve un *bone-bed* à nombreux ossements de Vertébrés, puis vient l'horizon très constant à *Avicula contorta;* cet ensemble, qui constitue l'étage rhétien, a une puissance d'une trentaine de mètres aux environs de Lons-le-Saunier.

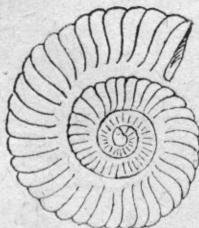


Fig. 72. — *Ammonites angulatus* (*Schlotheimia angulata*).

L'Hettangien, qui lui succède, se montre composé normalement de deux assises : un Calcaire bleuâtre caractérisé par une Ammonite, *Ammonites planorbis*, et un Calcaire dalleux assez peu épais, dit *Calcaire de Chalindrey*, très fossilifère et renfermant, comme Ammonite caractéristique, *A. angulatus* (fig. 72).

Le Rhétien et l'Hettangien forment, par leur réunion, l'infra-Lias des anciennes classifications, tandis que les trois étages suivants constituent le Lias proprement dit.

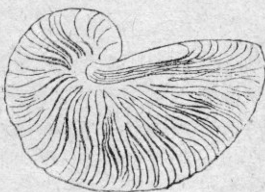


Fig. 73. — *Gryphea arcuata.*

L'inférieur, ou Sinémurien, se trouve, dans la même région, bien représenté à Semur (Côte-d'Or). Il est généralement marneux et l'on y reconnaît deux horizons principaux : l'inférieur, à *Arietites Bucklandi* (ou *Ammonites bisulcatus* [1]) et à *Spiriferina Walcotti;* le second, extrêmement constant, est caractérisé par une Huître, *Gryphea arcuata* (fig. 73); généralement l'étage est calcaire et est désigné communément sous le nom de *Calcaire à Gryphées arquées.* On y trouve aussi *Ammonites raricostatus.*

(1) Il ne faut pas croire qu'il n'y ait qu'une famille d'Ammonites, le groupe a été divisé en une quinzaine de familles, que nous rangeons, pour la simplification, sous le nom unique d'*Ammonites.*

L'étage liasique moyen, ou Charmouthien, est caractérisé par une Huître voisine de la Gryphée arquée, c'est la *Gryphea cymbium*; elle est accompagnée de nombreuses Ammonites et l'on a pu, d'après celles-ci, diviser l'étage en deux zones principales : l'inférieure, à *Ammonites Davœi* (fig. 74); la seconde, à *A. spinatus* et à *A. margaritatus* (fig. 75).



Fig. 74. — *Ammonites (Deroceras) Davœi.*

Le Lias se termine par l'étage toarcien caractérisé par *Ammonites bifrons*, *A. opalinus* (fig. 76) et *Trigonia navis* (fig. 77). Cet étage est surtout schisteux et marneux dans la région du Jura. Aux environs de Salins, le Toarcien se termine par le minerai de fer d'Ougney, accompagné de Marnes à rognons calcaires.

La série liasique se trouve, à peu près avec les mêmes caractères, dans le bassin du Rhône, en Bourgogne (fig. 78), en Normandie, dans la Lorraine et dans le Luxembourg.

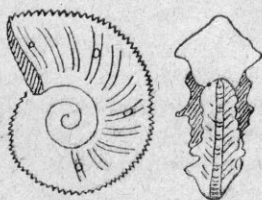


Fig. 75. — *Ammonites* ou *Amaltheus margaritatus.*

Dans les Ardennes, la partie supérieure du Charmouthien est formée par un calcaire ferrugineux, et le Toarcien renferme assez fréquemment du minerai de fer exploitable ; l'étage à *Avicula contorta* manque dans cette région.

En Angleterre et en Suisse, l'étage hettangien présente un facies terrestre, ou d'eau douce, qui a fourni, en Suisse surtout, 150 espèces d'Insectes (Coléoptères, Névroptères [fig. 79], Orthoptères, Rhynchotes et Hyménoptères).

Sur la lisière occidentale du massif alpin, on peut reconnaître trois facies au Lias (Haug).

Le premier constitue une bande parallèle à l'axe cristallin du massif, c'est la bande du Briançonnais ; les Calcaires y

sont compacts et cristallins, quelquefois coralligènes; les Lamellibranches et les Gastéropodes s'y associent aux Céphalopodes, attestant le voisinage d'une côte.

Le second (facies dauphinois) est constitué par des Calcaires marneux et par des Argiles schisteuses; il y a peu de fossiles littoraux, mais beaucoup de Bélemnites et d'Ammonites. L'épaisseur des dépôts atteint 2000 mètres dans l'Oisans (Lory).

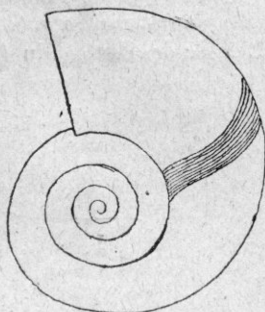


Fig. 76. — *Ammonites opalinus* ou *Lioceras opalinum*.

Dans le troisième facies dominent des Calcaires portant la trace des variations des courants qui parcouraient la mer. Les restes les plus importants sont ceux des Crinoïdes et des Brachiopodes; mais l'abondance des *Pecten* et des *Gryphea* indique une mer assez profonde (Haug).

En Italie et dans la région des Alpes orientales, les Céphalopodes du Rhétien sont assez rares; on trouve beaucoup de Polypiers constructeurs (*Lithodendron*), des Rhynchonelles et des Térébratules, et souvent on observe, dans les assises, des intercalations de Lignites et de Schistes bitumineux riches en ossements de Poissons.

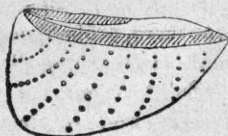


Fig. 77. — *Trigonia navis*.

Dans le Tyrol et dans les montagnes d'Autriche, le Lias proprement dit offre différents facies; les uns à Céphalopodes, les autres à Brachiopodes, quelquefois des facies saumâtres. Dans les facies à Céphalopodes, on remarque un certain nombre de genres d'Ammonites spéciaux à la contrée, mélangés avec la faune du Lias de Bourgogne.

En Souabe, le Lias est arénacé et argileux; le Rhétien renferme un *bone-bed*, dans lequel on trouve des dents d'un

Protothérien (*Microlestes*) et des ossements d'un Dipneuste (*Ceratodus*).

Le Lias italien a la même composition ; c'est à l'étage rhétien qu'il faut rapporter les marbres de Carrare, et l'étage charmouthien est caractérisé par une Térébratule, *Pygope aspasia*, commune au Lias alpin et au Lias sicilien, indiquant ainsi un même régime marin dans ces régions. L'étude des dépôts du Lias, en Espagne, montre que cette

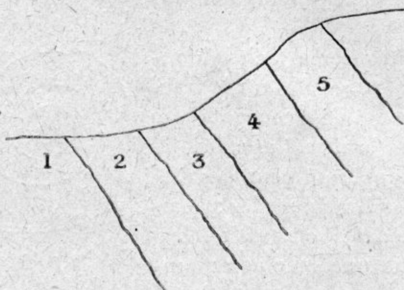


Fig. 78. — Disposition théorique des assises liasiques en Bourgogne. 1. Trias. — 2. Rhétien à *Avicula contorta*. — 3. Sinémurien à *Gryphea arcuata*. — 4. Charmouthien et Toarcien. — 5. Médiojurassique.

mer s'étendait au sud de cette contrée, mais qu'elle baignait une terre, probablement une île, dans la région des Pyrénées et de la montagne Noire.

En Portugal, on voit apparaître un facies marin et un facies à végétaux terrestres.

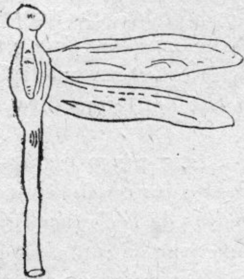
Dans l'est de l'Europe, on trouve la continuation des dépôts liasiques à facies alpin ; mais, en s'avançant jusqu'à la Hongrie, on voit apparaître le facies littoral attestant l'existence d'une terre. A Fünfkirchen, les couches liasiques renferment, au milieu d'Argiles schisteuses, une véritable Houille. Cette terre orientale comprenait la Transylvanie, la Roumélie, une partie de la Serbie et de la Croatie, tandis que la mer couvrait la Bosnie et l'Herzégovine (Mosjisovics).

Elle devait aussi couvrir le sud de la Russie et gagner, par

là, le Caucase, où l'on a retrouvé des couches marines correspondant au Charmouthien et au Toarcien (Neumayr).

Dans le Turkestan, les dépôts liasiques à végétaux terrestres dominent ; tandis que, dans l'Himalaya, le facies marin l'emporte.

Dans l'Hindoustan et au Tonkin, on trouve les flores européennes du Rhétien (*Podozamites*, *Nilssonia*, *Asplenites*, etc.), avec des couches de Houille ; la flore particulière du Tonkin contient encore le genre *Glossopteris*, qui s'est éteint en Australie avec le Trias ; c'est donc par le sud de l'Asie que la flore australienne a pu se propager en Europe. Il est probable, cependant, que le nord des terres australiennes était le rivage de la mer liasique, comme il était le rivage des océans carboniférien, permien et triasique. Ce qui le prouve, c'est que, dans les roches rejetées par les volcans de boue de l'île de Rotti (1), existent des blocs fossilifères dans lesquels on a trouvé des Céphalopodes du Sinémurien et de l'Hettangien d'Europe. Cette découverte démontre l'existence d'une communication entre les mers occidentales et l'océan qui occupait la place du Pacifique septentrional. On ne sait pas encore au juste si cet océan liasique avait les mêmes limites que l'océan triasique (montagnes Rocheuses). Cependant, des Ammonites de la famille des Ariétitidés ont été recueillies dans l'État de Névada.


Fig. 79. — Névroptère liasique.

Dans la Nouvelle-Grenade et dans les Andes de la Bolivie, on a reconnu la présence du Lias marin, grâce à l'*Ammonites margaritatus*.

Au Pérou et au Chili, le Rhétien renferme des végétaux terrestres dans des couches intercalées dans un Calcaire à *Avicula contorta*.

(1) Ile de l'archipel de la Sonde, au sud de Timor.

On peut donc conjecturer, d'après ces données, que l'océan du Lias existait en Californie et, de là, atteignait les Andes, qu'il n'a probablement pas dépassées, car, au delà, on ne trouve que des dépôts à plantes terrestres. Comme, d'autre part, dans les États de l'est de l'Amérique, on a retrouvé des végétaux terrestres, entre autres dans le Connecticut et dans le Honduras; que, au Mexique et au Chili, on a découvert une flore à *Pecopteris* et à *Podozamites*, flore qui existe probablement aussi dans la république Argentine, on peut admettre que la grande masse continentale américaine, formée dans les temps carbonifériens, se maintenait encore à l'époque liasique; comme d'ailleurs l'Afrique australe renferme aussi des Grès à végétaux rhétiens, on doit penser que la grande terre australe brésilo-africaine existait encore au début des temps jurassiques.

Série médio-jurassique. — Les deux étages de la série médio-jurassique se trouvent bien développés dans plusieurs points de la France (fig. 80). Nous pouvons en chercher un bon type dans une bande de terrain largement étendue dans la Normandie, où elle occupe la côte du Calvados, de la Vire à l'Orne, la plaine du Bessin, celle de Caen et s'étend, de là, jusqu'à Falaise.

A Port-en-Bessin et aux environs de Bayeux, le Bajocien débute par un Calcaire blanc assez peu épais, dans lequel on peut distinguer une zone à *Ammonites Murchisonæ* et une zone à *A. concavus*. La surface de cette assise est durcie et corrodée, ce qui indique une longue exposition à l'air. Elle est surmontée par un Calcaire gris à *Terebratula perovalis*, assez peu épais, puis vient l'oolithe ferrugineuse de Bayeux, bien connue des géologues par la richesse de sa faune à Sully et à Saint-Vigor; elle est caractérisée par *Ammonites Humphriesianus*, *A. Parkinsoni*, *A. Martiusi* et *A. subradiatus*. Dans certaines parties, l'oolithe ferrugineuse contient des nodules de phosphate; au-dessus de cette couche, qui a les caractères d'un dépôt littoral, vient l'oolithe blanche dont

le grain fin accuse une formation marine; elle renferme *Belemnites unicanaliculatus*, *Terebratula Phillipsi*, et des Ammonites de l'oolithe inférieure; ce n'est qu'à la partie supérieure qu'apparaissent de nouvelles espèces d'Ammonites (Munier-Chalmas).

Comme il résulte de cette remarque, il y a eu, dans cette contrée, une émersion suivie d'un retour de la mer.



Fig. 80. — Distribution des terres en France pendant l'ère secondaire. Les lignes de rivage sont en pointillé.

L'étage médio-jurassique supérieur, ou Bathonien, débute à Port-en-Bessin par une Marne peu fossilifère, dans laquelle on a trouvé, cependant, *Ammonites polymorphus*, *A. fuscus*, etc. Aux environs immédiats de Caen, cette assise inférieure est séparée de l'oolithe blanche par une couche d'argile, subordonnée à un banc épais de Calcaire blanc durcissant à l'air (1). Il est pauvre en fossiles, mais a fourni

(1) C'est ce calcaire qui a servi à bâtir les monuments du Calvados, et aussi la Tour de Londres et la cathédrale de Cantorbéry.

quelques Crocodiliens parfaitement conservés (*Teleosaurus cadomensis*) et quelques Poissons.

Le Calcaire de Caen est surmonté, en Normandie, par la grande oolithe, qui, autour de Bayeux, est un Calcaire compact, et, près de Caen, un Calcaire jaunâtre.

Un Calcaire pétri de Bryozoaires vient ensuite, il renferme des Térébratules comme fossiles caractéristiques (*Terebratula cardium* (fig. 81), *T. digona*); à Langrune, il est blanc et contient beaucoup de petits Oursins (*Acrosalenia*, *Hemicidaris*), tandis qu'à Ranville, il contient des Ammonites (*Am. arbustigerus*). Il y a donc un facies littoral et un facies pélagique. Les couches de Lion-sur-Mer, formées de Calcaire marneux et d'Argile à *Ammonites procerus* et à *Terebratula cardium*, terminent le Médio-jurassique normand (Munier-Chalmas).



Fig. 81. — *Terebratula cardium.*

Dans l'Orne et dans la Sarthe, le Bajocien devient sableux et forme tantôt un Grès, tantôt une Arkose ; il en est de même du Bathonien, dont la base contient, à Alençon, des lits charbonneux, et, à Mamers, des débris de Cycadées et de Fougères.

Dans l'Anjou, dans le Maine et dans le Poitou, les facies bajocien et bathonien changent peu ; dans le Berry, dans le Nivernais et sur les rives de la Loire, les assises du Bajocien s'individualisent davantage ; mais l'équivalence avec les couches normandes s'établit aisément. Dans l'Yonne se montre un facies vaseux du Bathonien.

Dans la Côte-d'Or, le Bajocien est représenté par un Calcaire à Entroques et par un Calcaire à Polypiers souvent exploité comme pierre de taille. Le Bathonien est très développé. Sa partie inférieure est formée de Marnes et de Calcaire à *Ostrea acuminata*. La zone moyenne, ou grande oolithe, est un Calcaire blanc compact, qui forme l'axe des chaînes montagneuses de la Côte-d'Or. Les couches supérieures renferment une assise calcaire à végétaux.

Ces facies se poursuivent dans la vallée de la Saône, tandis que, dans le Lyonnais, le Bajocien, ferrugineux à la base, devient calcaire au milieu et se termine par le *ciret*, Calcaire marneux et siliceux, riche en fossiles (*Ammonites*, *Crioceras*, *Trigonia*, *Terebratula*). Le Bathonien, moins puissant, débute par une zone à *Ammonites arbustigerus* et se termine par une oolithe miliaire, Calcaire blanc, à grain fin.

Au sud de Lyon, les dépôts médio-jurassiques sont recouverts par les couches modernes, mais à la lisière des Cévennes ils reparaissent sur une faible épaisseur (7 à 8 mètres), et sont remarquables par l'abondance des Lamellibranches, du genre *Posidonia*, dont la prédominance va s'accentuer encore dans les Alpes. Dans le Gard, un facies dolomitique envahit les deux étages médio-jurassiques.

Dans la région des Cévennes, le Bajocien dolomitique supporte les Causses et la base du mur où est encaissé le cours supérieur du Tarn. Le Bathonien est remarquable par l'existence, au milieu de Calcaires marneux, de couches lignitifères dans lesquelles dominent les stipes de Cycadées. La flore contient des *Equisetum*, des *Otozamites* et des *Sphenozamites*, et, dans les Calcaires encaissants, on trouve *Ammonites arbustigerus*, *Ostrea Sowerbyi* et *Rhynchonella concinna*. La présence de lignites disposés de cette manière tend à démontrer que, sur le Plateau Central, alors émergé, des rivières coulaient, portant à la mer les débris de la végétation terrestre. Le même fait se présente sur les bords du Lot, à Cadrieu, où le Lignite se montre à la base du Bathonien dans des Calcaires marins ; à Cajarc, le Calcaire oolithique contient des couches à Gastéropodes fluviatiles, et dans la Dordogne, le Bathonien supérieur, coralligène, contient des couches d'eau douce.

Si l'on remonte le bord nord-ouest du Plateau Central, le Médio-jurassique reprend ses facies marins et se rapproche des types normands.

Dans le Jura, les facies oolithiques prédominent. Le Bajocien est formé par un Calcaire à Entroques et par un Cal-

caire à Polypiers, correspondant à ceux de la Bourgogne. Le Bathonien renferme à sa base des Marnes à *Ostrea acuminata*, la zone moyenne est la grande oolithe, Calcaire blanc, caractérisé par *Rhynchonella decorata*; l'étage se termine par la *dalle nacrée*, Calcaire peu épais, en plaquettes, renfermant de grandes *Ostrea* à reflets nacrés. Au céntre de la chaîne, le facies coralligène du Bathonien disparaît et les facies vaseux dominent (environs de Lons-le-Saunier), tandis qu'au Sud, les formations oolithiques se montrent de nouveau.

Ce facies oolithique se trouve encore dans le Brisgau, en Alsace, dans le Jura argonien, mais disparaît dans la Souabe et dans les Alpes orientales, où la série médio-jurassique est assez peu représentée. Dans ces contrées, elle est formée par des Calcaires rouges, riches en *Posidonia*, en Crinoïdes et en Brachiopodes (Alpes orientales), ou par des Calcaires foncés (Jura brun), comme dans la Souabe.

On retrouverait encore les facies coralliens dans la Lorraine. Ainsi, le Bajocien débute par un Calcaire à Entroques et à Polypiers constructeurs, mêlés à des Oursins (*Cidaris*). Le Bathonien, d'abord marneux (à Longwy), devient le Calcaire jaune de Jaumont, peu fossilifère, surmonté des Marnes de Gravelotte à *Ostrea acuminata*, *Am. Parkinsoni*, et à Oursins (*Clypeus Ploti*). L'étage se termine par les Marnes de Jarnisy à *Rhynchonella varians*, puis par une dalle oolithique analogue à la dalle nacrée du Jura. Notons qu'aux environs de Toul, le Bathonien devient marneux.

De Toul à Langres, le facies bajocien se maintient; le plateau de Langres est exclusivement formé par le Bajocien calcaire, mais le Bathonien reprend son aspect coralligène. A la base, il se montre toujours marneux et renferme avec *Ost. acuminata*, *Clypeus Ploti*, il est surmonté de la grande oolithe formée de Calcaires légèrement saccharoïdes, puis de Calcaires blancs compacts. La fin du Bathonien est formée d'un Calcaire moins pur, oolithique, renfermant des Crinoïdes; vers la partie supérieure apparaît la dalle oolithique.

A Chaumont, les couches à *Ost. acuminata* sont des Calcaires sableux, des Calcaires en plaquettes et des Marnes, qui supportent l'oolithe dure et compacte à *Rhynchonella decorata;* la base de la grande oolithe est un Calcaire poreux fissuré en tous sens.

On retrouverait les mêmes facies dans l'Ardenne, où le Bathonien est très largement développé, et offre des couches nettement individualisées : Calcaires jaunes, marneux à la base (*O. acuminata*, *Am. Parkinsoni*, etc.), oolithe miliaire à *Clyp. Ploti*, Calcaire crayeux à *Cardium pes bovis*, Calcaire marneux à *Rhync. decorata*, puis Calcaire à Oursins



Fig. 82. — Coupe théorique du Jurassique anglais.

1. Assises supérieures du *New red Sandstone*. — 2, 3, 4. Assises liasiques. — 5, 6. Bajocien. — 7. Bathonien (*Great oolite*). — 8. *Forest marble*. — 9. *Cornbrash*. — 10. *Oxford-clay*.

(*Echinobrissus*, *Holectypus*, *Acrosalenia*), à *Terebratula digona* et à *T. cardium*, enfin Calcaire à plaquettes contenant de grandes Huîtres.

Plus au Nord, dans le Boulonnais, le Bajocien manque, et le Bathonien repose, à Marquise, soit sur les Schistes dévoniens, soit sur les Calcaires du Dinantien ; le facies coralligène débute par une oolithe à *Clypeus Ploti*, puis par un Calcaire tendre (oolithe de Marquise), où la *Rh. Hopkinsi* se substitue à la *Rh. decorata*. La surface de cette oolithe est corrodée et couverte d'un lit calcaréo-argileux à *Acrosalenia*, et d'un calcaire ferrugineux à *Terebratula lagenalis*, *T. obovata*, *T. intermedia*.

Si nous passons en Angleterre, nous trouverons la série médio-jurassique complète avec les caractères que nous lui avons reconnus en Normandie (fig. 82). Le Bathonien inférieur de l'Oxfordshire est important au point de vue paléontologique, car c'est dans les Schistes de Stonesfield qu'ont

été trouvés les restes des premiers Mammifères jurassiques (*Amphitherium*, *Amphilestes*, *Phascolotherium*). Avec eux, on a trouvé des Insectes, beaucoup de Reptiles (*Plesiosaurus*, *Teleosaurus*, Ptérosauriens), des fragments de bois fossiles, des empreintes de Cycadées et de Fougères (*Teniopteris*, *Pecopteris*).

La grande oolithe, très développée aux environs de Bath, est remplie de Polypiers et de Gastéropodes. L'assise qui termine le Bathonien, séparée de lui par les argiles de Bradford, est appelée *Cornbrash*; c'est un dépôt d'eau peu profonde, dont les caractères lithologiques varient peu. La roche, calcaire et marneuse, se désagrège rapidement à l'air en donnant un sol excellent pour la culture des Céréales.

Dans le nord de l'Angleterre (Yorkshire), le facies terrestre apparaît sous forme de Grès et de Schistes charbonneux avec *Zamia*, *Equisetum* et diverses espèces de Fougères; mais c'est surtout à Scarborough que s'observent les couches à végétaux (*plant bed*). L'assise débute par un lit saumâtre à coquilles d'*Unio* et de *Cyrena*, et dans lequel la flore terrestre a laissé de nombreuses traces : Fougères (*Sphenopteris*, *Asplenium*), Cycadées (*Nilssonia*, *Pterophyllum*, *Podozamites*) et Conifères (*Gingko*, *Baïera*).

On considère que l'assise de Scarborough est l'équivalent du Schiste de Stonesfield, c'est-à-dire appartient aux couches bathoniennes inférieures. Elle est recouverte par le Calcaire de Scarborough à fossiles marins, lequel est surmonté, à son tour, par une nouvelle assise d'eau douce qui remplace la grande oolithe. Cette assise contient peu de végétaux, mais des coquilles d'*Anodontes*. Le Cornbrash est représenté par une couche schisteuse à fossiles marins.

En Europe, le facies à *Posidonia* des Alpes se rencontre en Italie et en Sicile.

En Espagne et dans les Pyrénées, on trouve un mélange des deux faunes; la même observation a été faite pour le Portugal et l'Algérie.

A l'est des Alpes, le facies occidental reparaît, cependant

les Ammonites du Médio-jurassique caucasien sont celles qu'on rencontre le plus souvent dans le facies alpin.

Dans le nord de l'Europe et de l'Asie, le Médio-jurassique est représenté par des Grès et par des Schistes renfermant parfois de la Houille et du Lignite, et contenant des végétaux de la flore de Scarborough.

Ce facies terrestre s'observe encore aux îles Loffoden, au Spitzberg, dans le bassin de la Petschora, dans l'Altaï, en Sibérie et jusqu'au Japon. Les couches ne sont pas partout exclusivement terrestres. Dans les îles Loffoden, entre autres, existent des fossiles marins, qui prouvent l'existence d'un océan boréal. Des dépôts analogues existent dans l'Inde, mais les couches terrestres correspondent à la flore de Scarborough, et la faune marine appartient au Bathonien supérieur. Dans la Nouvelle-Zélande, on a trouvé des couches à végétaux terrestres analogues à ceux de l'Inde. Il est donc possible que les terres océaniennes aient été réunies, à l'époque médio-jurassique, à la grande presqu'île asiatique.

De même, en Abyssinie, dans le Choa et sur la côte nord-ouest de Madagascar, on a retrouvé des fossiles médio-jurassiques européens ; il est donc encore probable que l'ancienne terre de Gondwana avait cédé à l'attaque de la mer et qu'une communication marine s'était établie.

Les couches médio-jurassiques américaines renferment aussi des fossiles européens, notamment dans les Andes de la Bolivie, c'est-à-dire que, là encore, la mer avait probablement morcelé l'Amérique liasique, et que l'océan européen, passant par un détroit, allait baigner jusqu'à l'Australie occidentale; c'est ce que semble témoigner la présence des Ammonites européennes en ce point.

Série supra-jurassique. — Le caractère le plus général de la période supra-jurassique est l'existence de deux provinces maritimes, l'une boréale, l'autre méditerranéenne. La distinction de ces deux provinces s'accuse par la localisation de certaines familles d'Ammonites. Ainsi le genre

Phylloceras caractérise la région méditerranéenne, tandis que le genre *Cardioceras* appartient exclusivement à la province boréale. De même, les Bélemnites boréales sont allongées ou courtes, mais à section circulaire, tandis que les Bélemnites méridionales sont fortement renflées à une extrémité et aplaties sur la section. Cette distinction dans les faunes ne peut guère s'expliquer que par une différence dans les conditions thermiques. Cette différence s'accentue, à la fin de la période, par l'apparition de plantes nouvelles à feuillage caduc (Neumayr).

Distribution géographique. — Nous pouvons aborder l'étude des terrains supra-jurassiques par l'Angleterre,



Fig. 83. — Coupe théorique du Jurassique moyen et supérieur dans le comté de Dorset.

1. Argile d'Oxford. — 2. Coral-rag. — 3. Kimeridgien. — 4. Sables et grès de Portland. — 5. *Purbek beds.* — 6. Sables et argiles du Wealdien.

d'abord parce que la série y est parfaitement développée, ensuite parce qu'il semble qu'il y ait existé un régime intermédiaire entre le facies boréal et le facies méridional (fig. 83).

L'étage le plus inférieur (Callovien) débute par un Grès, dit *Kelloway-rock*, très fossilifère. On y trouve *Ammonites Jason*, *A. calloviensis*, *A. macrocephalus*, des Poissons (*Hybodus*) et de grands Reptiles (*Plesiosaurus*, *Megalosaurus*, *Ichthyosaurus*).

Le Kelloway-rock est surmonté par l'Argile d'Oxford (*Oxford-clay*), qui est très puissante et contient parfois des rognons calcaires. On y trouve aussi beaucoup d'Ammonites : *Cardioceras Lamberti*, *Am. perarmatus*, une Gryphée (*G. dilatata*), et à la partie supérieure, *Cardioceras cordatum* et *Ostrea gregaria*. Les Argiles d'Oxford, parfois très puissantes, sont toujours très riches en fossiles. Sur la côte du Yorkshire, les géologues anglais y distinguent trois zones qui sont

caractérisées par les Ammonites suivantes : à la base, *Card. Lamberti* et *Am. inflatus*; au milieu, *Am. crenatus*; à la partie supérieure, *Card. cordatum* et *Am. perarmatus* (fig. 84).

A **Weymouth**, au-dessus de l'Oxford-clay, apparaît un Grès calcaire (*Lower calcareous grit*) avec *Am. canaliculatus*, *Belemnites abbreviatus*, *Rhynchonella Thurmanni*. Au Grès calcaire succède une série de couches oolithiques compactes ou marneuses, avec Oursins et Ammonites, constituant le *Coralline oolite*. Il est subordonné à un Calcaire d'abord marin, puis gréseux à *Cidaris florigemma* et *Hemicidaris crenularis*.

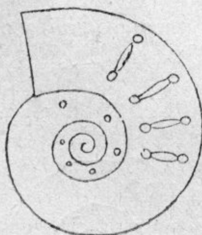


Fig. 84. — *Ammonites perarmatus.*

Dans le **Yorkshire**, le Lower calcareous grit et le Coralline oolite sont recouverts par un Calcaire formé de Polypiers, d'Oursins et de coquilles brisées (*Coral-rag*). On y trouve des Polypiers, *Thamnastrea*, *Rabdophyllia*, *Isastrea*, et beaucoup d'Oursins : *Cidaris florigemma*, *Pygaster*, *Hemicidaris*, *Pygurus*, etc. Ainsi, les Coraux construisaient des récifs sur la côte de Yorkshire, mais c'était là un phénomène local, car dans le Lincolnshire, par exemple, les dépôts argileux se succèdent sans interruption, et l'on passe de l'Oxford-clay au Kimeridge-clay sans formations coralliennes intermédiaires. Par contre, dans le Yorkshire, au Coral-rag succède une assise calcaire d'épaisseur médiocre, l'*Upper calcareous grit*, contenant *Belemnites nitidus*, *Cardioceras alternans*, etc. A **Weymouth**, le Coralline oolite supporte :

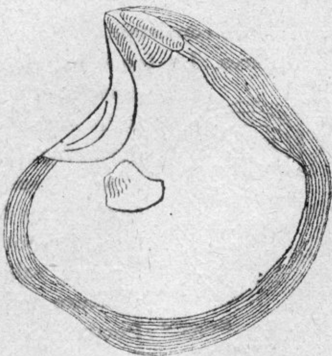


Fig. 85. — *Ostrea deltoidea.*

1° l'Argile de Standsfoot à *Belem. nitidus*, *Am. decipiens* et *Ostrea deltoidea* (fig. 85), 2° le Grès de Standsfoot à *Am. cymodoce*, *O. deltoidea* et *O. solitaria*; 3° le minerai de fer d'Abbotsbury à *Terebratula subsela*, *Pteroceras*, *Rhynchonella*, etc.

Partout, qu'il y ait ou non interposition de Coral-rag, de coralline oolite, les Argiles de Kimeridge succèdent aux Argiles d'Oxford. On distingue dans ces argiles (Kimeridge-clay) : 1° une assise inférieure argileuse avec sables et rognons gréseux, très riche en grands Reptiles (*Plesiosaurus*, *Ichthyosaurus*, *Teleosaurus*, etc.), en Ammonites : *Am. biplex* (fig. 86), *A. decipiens*, etc., et en Lamellibranches (*Exogyra virgula* (fig. 87), *Ex. nana*, etc.); 2° une assise supérieure consistant en Schistes, pierre à ciment et Argiles lignitifères. La faune est riche en individus et pauvre en espèces, et à sa partie supérieure, *Discina latissima* se substitue absolument à *Exogyra virgula*.

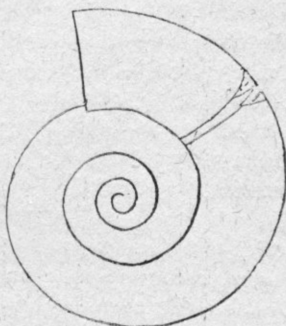


Fig. 86. — *Ammonites biplex*.



Fig. 87. — *Exogyra virgula*.

Au-dessus des Argiles de Kimeridge se trouvent les dépôts de la presqu'île de Portland. Ils sont divisés en deux assises : l'inférieure sableuse (*Portland Sand*), la supérieure oolithique (*Portland Stone*). Le Portland Sand est caractérisé par *Cyprina implicata*, *Pecten solidus*, etc.; le Portland Stone par *Am. portlandicus*, *Trigonia gibbosa*, *Am. bononiensis*, *Am. giganteus*, *Ostrea expansa*, *O. solitaria*.

La partie terminale du Supra-jurassique correspond à une émersion très nettement indiquée par les couches de Purbeck, bien visibles sur la côte du Dorsetshire.

Les dépôts de Purbeck sont subdivisés en trois assises.

L'inférieure, saumâtre, ou lacustre, contient des *Cyclas*, des Limnées, des *Cypris* et des couches à végétaux (*dirt-bed*). Ces végétaux sont des Fougères, des Cycadées, des Conifères, dont les souches avec leurs racines se voient encore en place; on trouve aussi des Conifères abattues et silicifiées. A Lulworth Cove, le dirt-bed, avec souches en place, est incliné à 45°, de telle sorte que l'axe des troncs perpendiculaires à la couche fait ce même angle avec la verticale.

Dans le Purbeck moyen ont été trouvés des Mammifères (*Plagiaulax*, *Triconodon*, *Phascolotherium*), mais quelques couches marines sont intercalées dans les couches d'eau douce. Dans celles-ci existent des Poissons, des Crocodiles et des Tortues; dans celles-là, des Huîtres, des Oursins, des *Pecten*, etc. Le Purbeck supérieur est un calcaire compact (marbre de Purbeck) formé par les débris d'un Gastéropode fluviatile (*Paludina fluviorum*), avec lequel on ne trouve que des coquilles d'eau douce (*Physa*, *Limnea*, *Cypris*, etc.). Cette assise supérieure ne renferme aucune intercalation marine.

Tandis que, dans le midi de l'Angleterre, un mouvement accentué d'émersion se faisait sentir (et que nous allons retrouver sur le continent) à la fin de la série supra-jurassique, les dépôts marins se formaient toujours dans le Nord (comtés d'York et de Lincoln). Ainsi, dans la falaise de Specton, on trouve au-dessus des Argiles du Kimeridgien une série de dépôts qui font la transition entre le système jurassique et le système crétacique. Les assises de Purbeck ont pour équivalentes des couches à Ammonites gigantesques (genres *Holcostephanus* et *Stephanoceras*).

Dans les falaises du Calvados et dans celles de l'embouchure de la Seine, les dépôts argileux du Supra-jurassique reparaissent avec les caractères qu'ils possèdent en Angleterre.

De Dives à l'embouchure de la Touques, on observe une série de Marnes, d'Argiles et, au sommet, de Calcaires ooli-

thiques qui correspondent à l'Oxford-clay, au Lower calcareous grit et au Coralline oolite. Au-dessus, le Coral-rag est représenté par un calcaire jaunâtre oolithique, entremêlé de bancs de Calcaires construits; cette assise est très riche en Oursins (*Hemicidaris crenularis*, *Glypticus hieroglyphicus*). A Trouville même existe un petit récif corallien. A cette assise est superposé un calcaire oolithique jaunâtre, à *Trigonia Bronni*, qui a tous les caractères de l'Upper calcareous grit. L'assise corallienne et ce Calcaire représentent donc bien les sous-étages rauracien et astartien de l'étage séquanien.

Les Argiles kimeridgiennes se trouvent de l'autre côté de la Seine à la Hève. Elles débutent par des Argiles à *Ostrea deltoidea* et des Calcaires à *Am. Cymodoce* et à *Belemnites nitidus;* au-dessus vient le calcaire à Ptérocères que nous retrouverons dans divers points du territoire français et qui caractérisera le sous-étage Ptérocérien du Kimeridgien. L assise est très fossilifère, au Havre, et renferme surtout : *Am. Cymodoce*, *Am. decipiens*, *Pterocera Oceani*, *P. Ponti*, des Huîtres, des Térébratules, des Trigonies, des Oursins et, assez rarement, *Exogyra virgula*. Si l'on suit la falaise de la Hève, on voit le calcaire marneux à Ptérocères recouvert par des Argiles à *Am. longispinus*, *A. orthocera*, qui elles-mêmes passent à des Lumachelles à *Exogyra virgula*, caractérisant le sous-étage supérieur, Virgulien, du Kimeridgien. A Octeville, les argiles à *Exogyra virgula* contiennent un riche gisement d'Ammonites pourvues de leurs *Aptychus*.

Pour trouver l'étage supérieur, ou son équivalent, il faut quitter le littoral normand et arriver au pays de Bray. Le sous-étage inférieur (Bononien) est représenté par un ensemble de Marnes à *Ostrea catalaunica*, de Grès en plaquettes à *Anomia*, de Marnes calcarifères, de Grès glauconieux renfermant des Oursins (*Echinobrissus*, *Hemicidaris*). Le sous-étage purbeckien a pour équivalent une série d'assises : 1° argileuses à *Ostrea expansa;* 2° argilo-gréseuses à *Trigonia gibbosa*. Au sud du pays de Bray, cet ensemble

passe à des sables, à gros galets de roches anciennes, reliés d'une manière continue aux couches infracrétacées.

Dans le Boulonnais, tous les étages supra-jurassiques sont représentés avec les mêmes caractères qu'en Normandie.

Le Portlandien présente un intérêt particulier, parce qu'il renferme des couches d'eau douce et des couches marines. Les premières sont plus élevées, elles ont fourni des fossiles du Purbeckien anglais; les autres renferment de grandes Ammonites (*Ammonites bononiensis*, *A. portlandicus*, *A. giganteus*, etc.), qui sont caractéristiques des régions boréales et ne dépassent pas la Normandie.

Dans la région des Ardennes, le Callovien inférieur (*Kelloway-rock*) renferme un minerai de Fer argileux, à l'état de Limonite et très riche en fossiles. Ce minerai est exploité à Poix.

Au-dessus, correspondant aux marnes de Dives, viennent les argiles de l'Argonne, pauvres en fossiles, puis la Gaize de l'Ardenne à *Cardioceras Mariæ*, mélange d'assises marneuses et de Grès argileux riche en silice gélatineuse; on y trouve surtout des Lamellibranches, et dans les zones les plus élevées, *Ostrea gregaria* et *Ostrea dilatata*.

La Gaize est recouverte par des marnes calcaires renfermant à Neuvisy une Limonite exploitable, dans laquelle les fossiles sont très nombreux (*Am.* ou *Cardioceras cordatum*, *Rhynchonella Thurmanni*, *Acrosalenia decorata*), c'est la base de l'Oxfordien.

Dans la Meuse, la Gaize est remplacée par les Argiles de la Woëvre, surmontées du Calcaire à chailles, Calcaire marneux pourvu de concrétions siliceuses et dont le principal fossile est *Pholadomya exaltata*.

Dans cette région, on a longtemps assimilé au Coral-rag anglais une importante bande de Calcaires quelquefois puissants de 130 mètres. A la base sont des Calcaires caverneux avec Polypiers et Oursins (*Hemicidaris crenularis*, *Glypticus hieroglyphicus*). Ces massifs, nettement coralligènes, alternent avec des couches de Marnes remplies de baguettes

de *Cidaris florigemma;* les rares Ammonites (*A. Martelli, A. canaliculatus*) qu'on y trouve permettent de penser que ces formations coralliennes appartiennent à la partie supérieure de l'Oxfordien. Au-dessus, c'est un Calcaire compact à moules de Chamacées (*Diceras arietinum* [fig. 88]) et à Prosobranches (*Nerinea* [fig. 89]). Plus haut encore vient un Calcaire lithographique entremêlé de Marnes, et où abondent les débris de Lamellibranches.

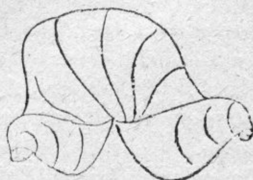


Fig. 88. — *Diceras arietinum.*

Dans la Meuse existe un important récif corallien traversé dans sa longueur par le fleuve. A la base, on trouve un Calcaire à Polypiers en place, ce Calcaire contient les Oursins que nous avons déjà mentionnés (*Hemicidaris crenularis*, *Glypticus hieroglyphicus*, *Cidaris florigemma*). Il est superposé directement aux couches à *Ostrea dilatata*, de sorte qu'on le rapporte à l'Oxfordien supérieur ou Argovien. C'est ce Calcaire qui forme les rochers de Saint-Mihiel, et qui, transformé en Calcaire à Entroques, à sa base, fournit, à Lérouville, les pierres bien connues contenant *Cidaris florigemma*.



Fig. 89. *Nerinea.*

Au-dessus vient l'oolithe de Saint-Mihiel à *Diceras arietinum* et à *Nerinea*, qui a aussi fourni des végétaux (Fougères, Cycadées, Conifères), et représente probablement la base du Séquanien (Rauracien) ; mais il faut reconnaître que, dans cette région, l'Argovien et le Rauracien sont bien souvent confondus.

En Lorraine, apparaît le Séquanien supérieur (Astartien), formé de Marnes à *Ostrea deltoidea*, de Calcaires lithographiques, de calcaires blancs à *Diceras*, à *Nerinea* et à *Astarte supracorallina*. Le Ptérocérien est très nettement représenté par les Calcaires lithographiques de Gondrecourt. Dans la Meuse, aussi bien qu'en Lorraine et dans l'Ardenne, on trouve au-dessus du Ptérocérien des Lumachelles et des Cal-

caires à *Exogyra virgula;* mais dans la Meuse et dans la Haute-Marne, les Argiles à *Ex. virgula* sont surmontées de Calcaires compacts (calcaire du Barrois) contenant, à la base, de grandes Ammonites (*A. gigas*) et se transformant au sommet en une oolithe remplie de petits fragments de coquilles parmi lesquelles on a pu déterminer : *Trigonia gibbosa*, *A. giganteus*, des *Corbula*, des *Cyrena*, des *Cyprina*. Cela semble correspondre assez exactement au Bononien du Boulonnais et par suite au Portland Sand.

Au sud et à l'ouest du bassin parisien, les caractères de la série supra-jurassique changent peu. Le Rauracien est coralligène dans l'Yonne; dans le Berry, l'ensemble des dépôts séquaniens est coralligène; mais, en général, les étages supérieurs font défaut, ou sont assez mal représentés.

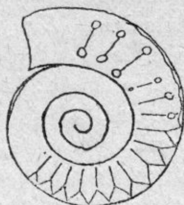


Fig. 90. — *Ammonites athleta*.

Le Jura français mérite de nous arrêter davantage, car il présente une transition entre les facies boréaux et les facies alpins. Ainsi, dans la Franche-Comté, le facies est boréal, et dans le Jura du Sud, il est alpin.

La base du Callovien est assez faiblement représentée et elle est assez intimement liée à la dalle nacrée bathonienne pour qu'on ne puisse séparer l'une des assises de l'autre. Si l'on admet que toute la dalle nacrée appartient à la série médio-jurassique, le Callovien inférieur n'est représenté que par quelques mètres d'un minerai de Fer contenant *Ammonites anceps* et *Am.* ou *Peltoceras athleta* (fig. 90). Le sous-étage supérieur, correspondant aux Marnes de Dives, est formé d'Argiles avec Ammonites pyriteuses, comme à Villers (*Cardioceras Lamberti*, *C. Mariæ*, *C. cordatum*, *Am. Reuggeri*). L'Oxfordien inférieur, qui leur est immédiatement superposé, est formé par un Calcaire à chailles contenant *C. cordatum*.

L'Argovien et le Rauracien sont coralligènes et représentés par des Calcaires à Polypiers contenant *Glypticus*

hieroglyphicus, au-dessus desquels viennent des Calcaires oolithiques à *Diceras*.

A l'est de Lons-le-Saunier, il n'y a pas de limite tranchée entre l'Argovien et les Calcaires marneux à *Cidaris florigemma* de la base du Séquanien ; vient ensuite le Calcaire à *Astarte*, avec intercalations de bancs oolithiques, à grain fin, d'origine corallienne et renfermant des Polypiers, des Nerinées et des *Diceras*.

Le Kimeridgien inférieur est représenté par des marnes à *Terebratula subsella*, le sous-étage virgulien se montre, près de Salins, formé de Calcaires marneux intercalés entre des Calcaires à *Exogyra virgula*. Il est plus difficile de distinguer les deux sous-étages du Portlandien. On rapporte à l'étage entier : 1° des Calcaires compacts à *A. gigas* et à Oursins, d'autres Calcaires plus marneux contenant *Trigonia gibbosa*, et 2° une roche jaunâtre ou rougeâtre, à structure cloisonnée, connue sous le nom de *Dolomie portlandienne*; elle contient une faune saumâtre (*Cyrena*, *Corbula*, etc.).

Dans la Côte-d'Or, le facies est à peu près identique, les étages supérieurs (Kimeridgien et Portlandien) sont peu représentés.

Le caractère principal du Supra-jurassique, dans le midi de la chaîne, est la présence d'importants massifs coralligènes dans le Kimeridgien et dans le Portlandien, où nous n'avons jusqu'ici rencontré ce facies que clairsemé. A partir de Nantua (Ain), toutes les formations d'origine corallienne sont localisées dans le Portlandien. Un second caractère est la transformation de la faune séquanienne en faune de haute mer.

Les étages inférieurs n'offrent pas d'assez grandes différences avec ceux que nous avons vus, pour nous arrêter longtemps. Notons seulement le facies vaseux du Rauracien, qui ne devient corallien que dans la zone de contact avec le Séquanien. Là se trouvent quelques bancs à *Diceras*. Dans le Séquanien, les formations coralliennes, calcaires ooli-

thiques à *Terebratula humeralis* et à *Rhynchonella pinguis*, remplacent le Calcaire à *Astarte* de la Franche-Comté.

C'est au-dessus du Séquanien que les formations coralliennes forment ces dépôts importants dont nous venons de parler. Aussi, pendant qu'à l'est de Lons-le-Saunier, le Ptérocérien ne renferme que des Calcaires marneux, le même sous-étage, auprès de Saint-Claude, forme des récifs d'origine incontestablement corallienne, parmi lesquels le récif de Valfin, formé de Calcaires blancs, oolithiques ou crayeux, a fourni une faune très complète des dépôts coralligènes de l'époque.

Ce récif est recouvert par des Calcaires compacts et des Dolomies, qui, d'après la nature de dépôts supérieurs, doivent être bononiens. Quant à la position exacte du rocher de Valfin, elle a été déterminée par les observations de M. l'abbé Bourgeat ; il est directement dans le prolongement d'une couche oolithique intercalée entre deux bancs à *Exogyra virgula* et située au-dessus des couches à *Pteroceras;* c'est donc à la fin de l'époque ptérocérienne qu'il faut placer la construction du célèbre récif ; d'ailleurs, d'autres productions oolithiques à faune identique se trouvent intercalées entre des Calcaires à faune du ptérocérien.

Dans l'Ain, le Virgulien est tantôt oolithique, tantôt formé de schistes minces bitumineux, ou de calcaires lithographiques en plaquettes. Tel est le calcaire de Cerin, qui a fourni de nombreuses empreintes végétales (Cycadées en grande quantité), des Poissons et des Reptiles. Ces Calcaires en plaquettes se retrouvent dans l'Isère, où ils renferment *Exogyra virgula* en abondance ; ils reposent sur des Calcaires remplis de Nérinées et de *Diceras*, et sont couverts par la Dolomie portlandienne.

La partie supérieure de la série supra-jurassique est formée de dépôts d'eau douce correspondant au Purbeckien anglais. C'est un ensemble de Marnes et de Calcaires, avec dépôts de Gypse et caractérisés par des fossiles fluviatiles comme *Physa*, *Corbula*, *Planorbis*.

Les étages supérieurs de la série supra-jurassique sont confondus dans la région méditerranéenne. A partir des dépôts oxfordiens, ces sédiments se sont formés dans de grands fonds, sous l'influence de conditions extérieures uniformes, et la faune variant d'une façon continue n'offre que des types semblables les uns aux autres. Ces dépôts ont été considérés longtemps comme formant un étage unique particulier auquel on a donné le nom d'*étage tithonique*, mais maintenant que la notion de facies est acquise à la science, il faut reconnaître que c'est là un *facies méditerranéen*, auquel on peut conserver le nom de *tithonique*.

Les fossiles qui caractérisent ce facies sont surtout les Céphalopodes et les Térébratules à coquille perforée comme les *Pygope*. La région tithonique est limitée au Nord par une ligne qui comprend les Alpes bernoises, fribourgeoises et vaudoises, traverse le lac Léman, passe à l'Ouest d'Annecy, à Chambéry et à Valence ; à l'Est, la limite ne dépasse guère le centre du massif alpin ; au Sud, elle ne s'étend pas plus loin que les monts des Maures et de l'Esterel ; à l'Ouest, elle ne franchit pas le Plateau Central.

Dans le prolongement du Jura, la région tithonique est bordée par des formations coralliennes (Salève, l'Echaillon, etc.), qu'on retrouve au Sud, le long du massif des Maures, ainsi que dans le Gard et dans l'Hérault. Les Calcaires coralliens semblent appartenir plus particulièrement au Portlandien.

Le facies tithonique classique présente tout son développement dans le massif de la Porte-de-France à Grenoble. A la base sont des Calcaires argileux noirs contenant des Ammonites : *Phylloceras tortisulcatum*, *Ammonites Martelli*, *Am. canaliculatus*, et présentant une puissance de 50 mètres; au-dessus viennent des couches semblables, mais peu fossilifères, dans lesquelles on a trouvé *Am. bimammatus*. Plus haut commence la grande masse des Calcaires de la Porte-de-France, pauvres en fossiles, et que l'on rapporte, par analogie avec des Calcaires semblables

dont le gisement est près de Valence, à Crussel, au Séquanien supérieur.

C'est seulement dans les couches supérieures au Calcaire de la Porte-de-France, que commence, à Grenoble, le facies tithonique. Il est représenté par une masse calcaire d'une centaine de mètres caractérisée par un Brachiopode (*Pygope janitor*) très voisin des Térébratules et désignée sous le nom de *Calcaire à Pygope janitor* (fig. 91). La dernière assise est formée de Calcaires argileux bleuâtres exploités pour la fabrication du ciment; elle renferme des Ammonites (*Hoplites privasensis*, *H. occitanicus*, etc.), qui caractérisent, dans l'Ardèche, le facies marin du Purbeckien; au-dessus vient la première assise supra-crétacique. Le facies tithonique n'est, à Grenoble, nullement coralligène, mais un peu plus loin, au bec de l'Echaillon, apparaît une puissante masse calcaire pétrie de Nérinées et contenant *Terebratula moravica*. A la base, le Calcaire est tendre, blanc et uniquement formé de Polypiers et de coquilles brisées (*Ostrea*, *Rhynchonella*, *Cidaris*). Le récif de l'Echaillon repose sur le Séquanien supérieur caractérisé, dans la région, par *Am. polyplocus*, et il est surmonté par les premières assises supra-crétaciques. Son édification a donc duré pendant les périodes kimeridgienne et portlandienne.

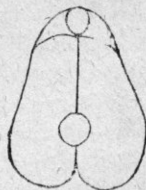


Fig. 91.
Pygope janitor.

Dans l'Ardèche, la série supra-jurassique est bien développée.

Le Callovien est représenté par des Marnes et des Calcaires à *Am. Jason*, *A. macrocephalus*, *A. calloviensis*, *A. anceps*; l'Oxfordien par des Calcaires marneux à *Am.* ou *Phylloceras tortisulcatum*, *Cardioceras cordatum*, *Am. Martelli*; le Séquanien par des Calcaires compacts à *Am. tenuilobatus*, *A. Achilles*, *A. bimammatus*. Tous ces Calcaires sont uniformes et donnent à la contrée son aspect pittoresque. Au bois de Païolive, le Calcaire kimeridgien

renferme les *Phylloceras* qu'on trouve à Crussol. Puis vient le Calcaire de Berrias, blanc et presque lithographique à la base, marneux au sommet, séparé du kimeridgien par une brèche et un Calcaire marneux bréchoïde.

Le Calcaire de Berrias renferme les mêmes fossiles que le Calcaire à ciment de la Porte-de-France : *Hoplites occitanicus*, *H. Boissieri*, *Phylloceras silesiacum*, *Pygope janitor*, *P. diphya* (fig. 92). Pour les uns, cette assise est le Purbeckien marin (Toucas) ; pour d'autres, c'est la base du crétacique (Kilian). Quoi qu'il en soit, là où on la trouve, les couches d'eau douce du Jura manquent, et réciproquement.

En face de Valence, au château de Crussol, se trouvent des Calcaires blancs à *Pygope janitor*, avec *Phylloceras ptychoïcum*, c'est-à-dire synchroniques des calcaires de Grenoble à *Pygope janitor*. On rapporte ces assises au Kimeridgien, peut-être au Bononien.

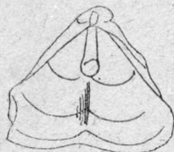


Fig. 92.
Pygope diphya.

La succession des assises de l'Ardèche se trouve aussi dans les Cévennes, où l'on trouve souvent des assises coralligènes, et en Provence, au mont Ventoux, par exemple, où l'on trouve le Calcaire de Berrias sur une épaisseur de 60 mètres, caractérisé par ses Ammonites (*Hoplites privasensis*, *H. occitanicus*) et *Pygope diphya*. On n'y trouve pas de facies coralliens.

En se rapprochant des Alpes, les facies coralliens réapparaissent sous forme de Brèches (Kilian). On trouve d'abord le Callovien et ses deux sous-étages, l'Oxfordien avec ses Ammonites caractéristiques : *Cardioceras cordatum*, *Phylloceras tortisulcatum*, *Ammonites Martelli* et *A. bimammatus*, enfin un Calcaire à *Am. polyplocus*. Cet ensemble est marneux et supporte une série de Calcaires et de Brèches à *Phylloceras Loryi*, *P. ptychoicum*, *Hoplites privasensis*, *Pygope janitor*, et, au sommet, un Calcaire marneux à faune de Berrias.

Dans la basse Provence, contre les massifs des Maures et

de l'Esterel, se trouvent des récifs coralliens dans lesquels les Chamacés diffèrent de ceux que nous avons rencontrés dans la province boréale. On y trouve, associés à *Pygope moravica*, les genres *Heterodiceras* et *Plesiodiceras*. D'après leur faune, ces récifs sont portlandiens, tandis que si l'on se rapproche de l'axe du massif alpin, les Brèches de la région subalpine font place à des récifs d'âge kimeridgien.

Dans l'Europe centrale, on assimile facilement les assises inférieures jusqu'au Séquanien à celles du Jura, de la Normandie, etc.

Il semble que le Kimeridgien et le Portlandien soient confondus, et qu'en partie, au moins, le facies tithonique se soit poursuivi dans ces régions. Quoi qu'il en soit, c'est à ces assises supra-jurassiques supérieures qu'appartiennent les schistes lithographiques d'Eischtädt (Bavière), célèbres par la finesse et l'égalité de leur grain. Ils renferment une riche faune d'animaux remarquablement conservés (Oiseaux, Ptérosauriens, Poissons, Insectes, Bélemnites offrant la trace de tous les organes, Ammonites, Méduses, Astéries). Ces Schistes, que l'on exploite à Solenhofen, à Eischtädt, à Kelheim, à Nusplingen, reposent sur des Calcaires à *Exogyra virgula*, et sont intimement liés à des récifs coralligènes. Ils semblent donc virguliens ou supérieurs au Virgulien, mais on ne peut affirmer avec précision qu'ils soient bononiens. Dans les Calcaires construits voisins, on trouve un mélange des faunes rauraciennes et ptérocériennes.

Dans le massif alpin lui-même, la série supra-jurassique débute par l'Oxfordien, au-dessus duquel se montre une assise très puissante de Calcaires gris, noirs ou rougeâtres, constituant le massif même des Alpes. Dans ce *Calcaire des hautes montagnes*, on ne peut distinguer aucun étage. A la partie supérieure apparaissent des Calcaires à Polypiers, à Nérinées, à *Pyg. diphya*, à *Phylloceras ptychoïcum*, etc.

Le facies tithonique apparaît plus nettement dans les Alpes orientales et méridionales, tandis que le facies d'Europe centrale se montre tout autour de la Bohême, qui de-

vait former une île ; en Silésie et dans les Carpathes, le facies tithonique se montre de nouveau.

Dans le nord-est de l'Europe, en Russie, les étages callovien et oxfordien sont nettement caractérisés par des Argiles noires dans lesquelles on a trouvé *Cardioceras Lamberti*, *C. Mariæ*, *Ammonites Jason* à la base, et *C. cordatum* au sommet. Le Séquanien et le Kimeridgien sont encore argileux et riches en Ammonites. L'étage supérieur, ou Volgien, qui semble correspondre au Portlandien, renferme les grandes Ammonites de la province boréale européenne (couches de Speedon et du Lincolnshire). Dans les dépôts supra-jurassiques russes, le genre de Lamellibranches *Aucella* est caractéristique par son abondance.

Dans le Hanovre, l'émersion purbeckienne a été marquée par des formations particulières. La série supra-jurassique est complète dans ce pays et offre des formations indiquant la jonction des provinces méridionale et boréale. Mais le Bononien est représenté par un Calcaire en plaquettes (*Plattenkalk*) renfermant du bitume et des couches d'Argile à faune saumâtre (*Perna*, *Modiola*, *Corbula*, *Cyprina*, *Cyrena Trigonia*, *Physa*, *Bythinia*, etc.), avec des dents et des écailles de Poissons. Dans les assises supérieures (Marnes de Münder), on retrouve le facies purbeckien d'Angleterre, avec faune très pauvre (*Corbula*, *Cyrena*) et quelques rares débris végétaux. Au-dessus vient le Calcaire à Serpules (Serpulit) en plaquettes, avec intercalations de Schistes bitumineux, où abondent les *Corbula*, les *Cyrena*, les *Cypris* et les dents de Poissons (*Hybodus*). Une série de dépôts d'eau douce suit le Serpulit. Ces couches, très analogues à celle du Weald d'Angleterre (base du Crétacique), doivent être rapportées à la fin de la série supra-jurassique. Elles comprennent, dans le Hanovre, à la base, des grès à Tortues, à Sauriens, à Dinosauriens, à Poissons, à *Unio*, et à flore de Cryptogames vasculaires et de Gymnospermes ; ils sont entremêlés de Schistes bitumineux qui contiennent quelques veines d'une Houille noire exploitable, dont les végétaux sont : *Spheno-*

pteris, *Sphenolepis*, *Anomozamites*, *Abietites*. Au sommet, le Wealdien du Hanovre est formé d'Argiles noires, quelquefois sableuses, intercalées d'un Calcaire à *Cyrena*, à *Melania*, à *Paludina*, à *Unio*, à *Cypris*, etc.

Parmi les raisons qui s'imposent pour classer ces couches dans le Supra-jurassique, notons la flore des Grès, qui est bien nettement jurassique; les couches à *Unio* alternent avec des sables contenant des Huîtres du Purbeckien anglais, et les espèces de *Cyrena* sont nettement jurassiques (Struckmann); en outre, les couches supérieures à l'Argile sont formées d'un Conglomérat à *Holcostephanus* et à *Belemnites* des couches de Speedon et du Volgien (Pavlow).

Dans les régions du Nord (Sibérie, Amérique septentrionale, régions arctiques), la mer boréale qui couvrait la Russie s'étendait largement. Les couches a *Aucella* se rencontrent dans le Canada, dans la Colombie anglaise, sur la côte orientale de la presqu'île d'Alaska, dans la Sibérie; au delà du cercle polaire, ces couches existent au Groenland et à la Terre de François-Joseph.

Dans l'ouest de l'Europe, le facies du Jura et de la Normandie domine; il se poursuit au sud-ouest du Plateau Central, gagne le nord-ouest de l'Espagne et du Portugal, où le Kimeridgien inférieur mérite d'être signalé, parce qu'il a fourni les plus anciennes Angiospermes, des Monocotylédones (*Rhizocaulon*), associées à des *Sphenopteris* et à des *Pecopteris*.

Par contre, dans le sud de l'Espagne, on voit réapparaître les Céphalopodes du genre *Phylloceras*, que nous avons vu caractériser le facies alpin (Kilian). On retrouve ainsi la Méditerranée supra-jurassique qui couvrait les Baléares et l'Italie.

En Algérie, le facies européen occidental et central paraît prédominer; mais en Tunisie, on a retrouvé le tithonique et en particulier l'étage de Berrias. Ce facies tithonique s'est d'ailleurs étendu sur la Grèce et dans les Balkans. C'est en Crimée que l'on trouve la limite entre le facies pélagique

russe et le facies alpin. Dans le Caucase, les étages callovien et oxfordien sont analogues à ceux de l'Europe, et dans les étages supérieurs, le facies tithonique apparaît de nouveau avec *Terebratula moravica* et *Ammonites polyplocus*, la faune est absolument méridionale.

La même observation s'applique à la Perse, mais la province méditerranéenne ne devait pas s'étendre loin au Sud, car, en Syrie, la faune des Céphalopodes est celle de l'Europe occidentale.

Dans l'Asie centrale et dans l'Inde, la mer supra-jurassique possédait les faunes européennes. On a peu de données sur les formations supra-jurassiques à l'est de l'Himalaya, en Océanie et dans l'Afrique orientale. En divers points de ces régions, les étages inférieurs de la série ont été signalés.

Nous avons montré déjà l'union de la province boréale avec l'Amérique du Nord. Dans cette contrée, les étages supérieurs sont représentés par des sédiments saumâtres et lacustres, où se trouvent les gigantesques Dinosauriens (*Ceratosaurus*, *Morosaurus*, *Apatosaurus*, *Brontosaurus*, *Diplodocus*, *Stegosaurus*, *Manosaurus*) étudiés par Marsh. C'est aussi au Supra-jurassique que les géologues américains rapportent les couches du Potomac, Argiles rouges et grises très développées entre Washington et Baltimore. Ces Argiles contiennent un grand nombre de Dinosauriens sauropodes; mais, d'après les caractères des végétaux, il se pourrait qu'elles appartinssent à la partie inférieure du système crétacique. La même observation doit être faite pour les couches de l'Arkansas, du Texas et de l'Alabama, bien que leur faune de Lamellibranches ait des analogies avec celle du Kimeridgien et du Portlandien anglais.

Au Mexique se montrent les faunes boréale (à San-Luis de Potosi) et tithonique (Puebla). En Bolivie, au Chili et au Pérou, les couches jurassiques ont beaucoup de rapport avec celles que nous avons examinées en Europe (1).

(1) Voir, au dernier chapitre, la distribution des provinces zoologiques durant le Jurassique.

III. *Système crétacique.*

A la fin de la période supra-jurassique, les communications du bassin de Paris avec la mer qui baignait le bassin du Rhône et la région des Alpes, et avec celle qui couvrait le sud-ouest de la France, se sont fermées pendant que la mer se retirait vers le Nord. La période crétacique s'ouvre par un retour de la mer sur les territoires abandonnés.

Série infra-crétacique. — *Distribution géographique.* — Nous commencerons l'étude de la série par le Jura, dans lequel elle est puissamment développée.

Dans cette région, immédiatement au-dessus des Calcaires d'eau douce purbeckiens, viennent des Marnes et des Calcaires à *Natica leviathan.* Ils contiennent des bancs coralliens à *Diceras*, puis vient un Calcaire roux avec intercalations coralligènes, et contenant de nombreux Oursins (*Cidaris*, *Dysaster*, *Pygurus*, *Diadema*), des Bélemnites (*Bel. pistilliformis* et *B. dilatatus*), et quelques Ammonites (*Am. gevrilianum*). Autour de Neuchâtel, cet ensemble est couronné par un minerai de Fer à *Trigonia* et à Oursins. Tout cet ensemble constitue le sous-étage valanginien ; il offre, aux environs de Saint-Claude, des récifs coralliens rappelant le calcaire de Valfin, mais la faune est un peu différente, notamment le genre *Heterodiceras* est remplacé par *Valletia* (Munier-Chalmas).

Le sous-étage suivant, ou Hauterivien, ainsi nommé des Marnes d'Hauterive, débute par des bancs à Bryozoaires et à grandes Huîtres (*Ostrea Couloni*), qui supportent les Marnes proprement dites, sableuses et un peu schisteuses avec beaucoup de fossiles : Ammonites (*Hoplites radiatus* et *H. Leopoldinus*), Bélemnites (*Bel. dilatatus*), Lamellibranches (*Ostrea Couloni*, *Janira atava*), Oursins (*Diadema*, *Toxaster*), etc. Ces Marnes supportent plusieurs assises cal-

caires, dont le Calcaire de Neuchâtel, fournissant d'excellents matériaux de construction. Leur faune n'est pas très différente de celle des Marnes; on y a recueilli, toutefois, un *Nautilus*, des Térébratules et des Rhynchonelles. L'étage barrémien est superposé au Néocomien. Il est surtout formé de Calcaires blancs oolithiques, et formait autrefois l'étage *urgonien*. Les géologues sont d'accord, aujourd'hui, pour reconnaître que l'Urgonien est un facies coralligène capable de se reproduire à divers niveaux. Les Ammonites manquent dans le Barrémien, où l'on voit apparaître, avec les Dicératidés (*Requienia ammonia* [fig. 93], *Toucasia*), des Rudistes (*Radiolites*). Les autres animaux de la faune barrémienne sont des Oursins (*Heteraster oblongus*), des *Pterocera* et des Foraminifères (*Orbitolina*).



Fig. 93.
Requienia ammonia.

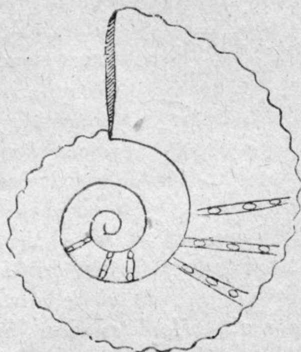
Dans la région jurassienne, c'est à la perte du Rhône qu'on trouve les étages infra-crétaciques terminaux bien développés. L'Aptien est composé de Grès verts fossilifères et de sables de même nuance, sans fossiles. Les Grès contiennent, comme fossiles caractéristiques : *Ammonites Cornuelianus*, *Plicatula placunea*, *Ostrea aquila*, *Am. mamillaris*.

L'Albien ou Gault débute, toujours au même point, par des sables verts avec ou sans fossiles, auxquels succèdent des Grès d'abord fossilifères, puis passant à des sables sans débris d'aucune sorte. Les Ammonites du Gault sont : *Am. mamillaris* et *A. Lyelli* (fig. 94) à la base, et dans les Grès : *Am. inflatus*, *A. Beudanti*, *A. varicosus*.

Si l'on descend la vallée du Rhône, le facies diffère du facies jurassien.

Le Dauphiné offre cependant une transition, en ce sens qu'on y trouve des types semblables et des types différents. Sans nous arrêter davantage au type jurassien, nous passerons aux environs de Grenoble, où nous verrons apparaître

le type *subalpin*, riche en Céphalopodes et en couches argileuses. Le Néocomien y débute par des Marnes à petites Ammonites ferrugineuses (*Phylloceras Tethys*, *Hoplites neocomiensis*) et à *Belemnites latus*. Ces Marnes reposent sur les Calcaires à ciment à *Pygope diphya* (Grande-Chartreuse). Au-dessus vient un Calcaire dit *Calcaire du Fontanil* à *Pterocera pelagi* et à *Ostrea Couloni*, avec *Natica Leviathan* et *Hoplites neocomiensis*. La faune de ce Calcaire est mixte et établit le passage entre la faune valanginienne du Jura et la faune dauphinoise. Le massif montagneux de la Grande-Chartreuse est formé par un Calcaire compact, blanc à *Requienia ammonia*, et contenant deux zones marneuses, l'une à *Orbitolina*, l'autre à Oursins. Le Calcaire de la Grande-Chartreuse représente l'étage barrémien.


Fig. 94. — *Ammonites Lyelli.*

L'Aptien manque en grande partie dans le Dauphiné ; il y est réduit à des Lumachelles contenant *Am. milletianus*, et le Gault a les mêmes caractères qu'à la perte du Rhône.

Si nous pénétrons dans le Dauphiné méridional, toute trace du facies coralligène disparaît, on ne trouve plus qu'un facies vaseux d'origine évidemment pélagique. Partout où le Calcaire à *Requienia* disparaît, on voit apparaître des Marnes noires à *Belemnites semicanaliculatus*, avec *Am. Martini* et *Am.* ou *Hoplites Dufrenoyi*. Le Valanginien offre une assise de Marnes à Ammonites ferrugineuses, que surmonte une assise dans laquelle on ne trouve guère que des *Aptychus*. Dans l'Hauterivien, les Marnes renferment des Bélemnites plates et des *Holcostephanus*. Le Barrémien, toujours marneux, est caractérisé à sa base par des Ammonoïdes à tours déroulés (*Crioceras*), et à son sommet par les couches à Or-

bitolines. Dans l'Aptien, la Marne devient peu à peu calcaire et est riche en Ammonoïdes déroulés (*Ancyloceras* [fig. 95], *Crioceras*, *Turrilites*).

La série infra-crétacique s'achève dans le Dauphiné du Sud par des dépôts qui attestent un changement de régime. Ainsi, dans la Drôme, le Gault débute par des couches à nodules de phosphate, se continue par des sables glauconieux renfermant un minerai de fer exploitable (à Valaurie) et couronnés par un Calcaire glauconieux.

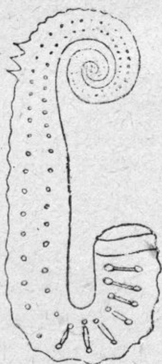


Fig. 95. *Ancyloceras*.

Le facies pélagique est encore plus prononcé à la montagne de Lure, où les assises néocomiennes reposent en concordance sur le Calcaire de Berrias. Les assises sont marneuses à la base (Valanginien), et calcaires à partir du Barrémien jusqu'au milieu du Gault. La faune est extrêmement riche, surtout en Ammonoïdes enroulés et déroulés (*Hoplites nisus* [fig. 96], *H. neocomiensis*, *H. radiatus*, *H. Leopoldinus*, *Crioceras*, *Scaphites*, *Ancyloceras*, *Macroscaphites*). Le Gault y est caractérisé, comme à la perte du Rhône, par *Ammonites inflatus* et *A. Beudanti*.

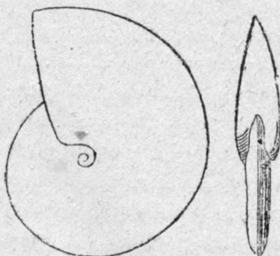


Fig. 96. — *Hoplites nisus*.

Au Ventoux, qui n'est qu'un prolongement de la montagne de Lure, la série est à peu près identique ; cependant le Calcaire corallien à *Requienia ammonia* et *R. Lonsdalei*, épais de 150 mètres, est surmonté par des Calcaires à *Ancyloceras* de l'Aptien. A l'Ouest, ce facies disparaît et est remplacé par un Calcaire à Céphalopodes dit *Calcaire de Vaison* à *Hoplites*, tandis qu'à l'Est réapparaît le facies urgonien de la vallée basse de la Durance. A Orgon et à Cavaillon

s'observe le Calcaire à Chamacés, ou à Caprotines, qui avait fourni aux anciens géologues le type de l'Urgonien. Ce Calcaire, très blanc et presque crayeux, renferme des *Requienia*, des *Toucasia*, des *Monopleura*, etc., associés à des Oursins et à des Nérinées. Le Calcaire à Caprotines repose, par l'intermédiaire d'un Calcaire à silex sans fossiles, sur des bancs de Calcaire à Oursins (Spatangoïdes), que l'on rapporte au Barrémien (Kilian).

A Gargas, aux environs d'Apt, l'étage aptien présente un type très net. C'est un Calcaire marneux à *Ostrea aquila* reposant sur des Marnes bleues (Marnes de Gargas) à *Plicatula* et à Ammonites pyriteuses (*Hoplites nisus*, *H. Dufrenoyi*) reposant aussi sur le Calcaire blanc à *Requienia*.

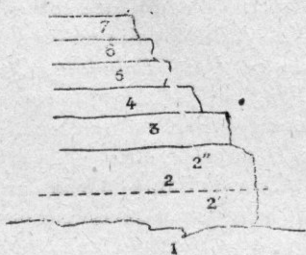


Fig. 97. — Disposition théorique des assises supra-crétaciques dans la Haute-Marne.

1. Portlandien. — 2. Néocomien. (2′. Valanginien à minerai de fer; 2″. Calcaire hauterivien.) — 3, 4, 5. Barrémien. (3. Barrémien argileux; 4. Sables et minerais de fer; 5. Rhodanien.) — 6. Aptien. — 7. Albien argileux (Gault).

Ainsi, dans la région du Rhône, on rencontre un facies pélagique et un facies subalpin, avec dépôts coralliens, seul l'Albien ne présente jamais de caractères pélagiques. Remontons, à présent, dans le bassin parisien, et nous constaterons un certain nombre de différences.

Dans l'est de ce bassin, le département de la Haute-Marne montre, sur une épaisseur d'une centaine de mètres, les quatre étages infra-crétaciques, nettement distincts les uns des autres (fig. 97).

L'assise la plus inférieure du Valanginien est une Marne noire peu épaisse et contenant des ossements de Tortues terrestres Au-dessus vient un minerai d'hydroxyde de Fer disséminé en concrétions dans des sables, supportant eux-mêmes des sables blancs passant au Grès, le tout est sans fossiles; une Marne calcaire bleue vient ensuite contenant *Ostrea*

Couloni et *Toxaster complanatus*, des *Nautilus*, des *Hoplites* et des dents de Poissons. Cela correspond aux Marnes d'Hauterive et au Calcaire à *Toxaster* du Dauphiné.

Le Barrémien débute par des argiles à grandes Huîtres (*Ostrea aquila*, *O. Couloni*), avec fossiles marins. Dans la Meuse, les assises qui succèdent à cette couche sont des couches d'eau douce contenant un minerai de Fer (mine de Vassy), les fossiles qu'on y recueille sont des coquilles d'eau douce (*Unio*, *Paludina*, *Cyclas*) et des végétaux (Sequoia, Fougère, Pin). L'argile rouge de Vassy, qui surmonte le minerai de Fer, est une couche marine à *Corbis*, à *Cerithium*, à *Heteraster*, etc.

Dans la Haute-Marne, dans l'Aube et dans l'Yonne, l'étage aptien est caractérisé par des Argiles dans lesquelles abonde le genre *Plicatula*, Lamellibranche anisomyaire de la famille des Spondylidés. Ces Argiles ne contiennent pas d'Ammonites à la base, les zones moyenne et supérieure contiennent des Ammonites (*Hoplites nisus*, *H. Deshayesi*, *H. Cornuelianus*, etc.), avec des *Crioceras*. Des Grès et des sables jaunes terminent l'étage ; ils contiennent *Ostrea aquila*. L'Albien se divise en deux assises, l'une sableuse ou gréseuse de couleur verte, l'autre argileuse, qui est le Gault proprement dit. Des sondages ont rencontré les sables verts sous Paris à 600 mètres de profondeur. Ils forment un réservoir d'infiltration pour les eaux souterraines. Les Ammonites ne sont pas rares dans le Gault, ce sont : *Ammonites mamillaris*, *A. Deluci*, *A. splendens* ; on y trouve aussi des Ammonoïdes déroulés (*Turrilites*).

A l'ouest de l'Yonne, les Argiles pauvres en fossiles sont surmontées d'une assise de sables ferrugineux très puissante (sables de la Puisaye, 40 à 150 mètres). Un Grès tendre vient au-dessus contenant *Ammonites inflatus*.

Dans la Meuse et dans l'Ardenne, l'Albien se subdivise en trois assises. La plus inférieure est un sable argileux vert avec nodules de phosphate de calcium (*Coquins*) exploités dans l'Argonne. Cette assise contient surtout *Ammonites mamil-*

laris. L'assise moyenne est une argile à *Hoplites ;* elle passe souvent à une roche poreuse et siliceuse, la Gaize de Draize. La zone supérieure ou Gaize de l'Argonne est un Grès calca rifère silico-argileux, très poreux et justifiant par là le nom de *Gaize*. Elle n'est fossilifère qu'à sa partie supérieure, où elle renferme, avec *Ammonites inflatus*, des fossiles de la base du Cénomanien. C'est dans cette couche, aux environs de Sainte-Menehoulde, qu'a été découverte en France la première feuille de Dicotylédone connue. Elle appartient à une plante se rapprochant beaucoup du Laurier.

Dans le sud de l'Angleterre, qui peut être regardé comme la continuation du bassin de Paris, l'étage néocomien présente un facies de delta ou d'estuaire connu sous le nom de *Wealdien anglais*, et qui couvre une superficie de 300 kilomètres sur 160. A la base, les dépôts sont sableux ou gréseux (sables de Hastings) et ont fourni nombre de Dinosauriens (*Iguanodon*, *Megalosaurus*, etc.), de Sauroptérygiens (*Plesiosaurus*), des Crocodiles, des Poissons et des Coquilles d'eau douce (*Unio*, *Melania*, *Paludina*, *Cyclas*, *Melanopsis*, etc.). La flore, assez riche, est formée de Fougères, de Cycadées et de Conifères. Au-dessus des sables de Hastings apparaît l'argile du Weald (*Weald Clay*) contenant de minces intercalations sableuses et calcaires (marbre de Sussex). Dans ces argiles, outre la faune d'eau douce, on a trouvé les restes d'un Dinosaurien ornithopode (1) de grande taille (*Iguanodon Mantelli*) pouvant atteindre 11 mètres.

Immédiatement au Weald Clay succèdent les couches de Punfield, formées de Schistes, de Gypses et de sables, avec intercalations marines, surtout à la base et au milieu. Ces couches correspondent au milieu du Barrémien, car elles sont surmontées de Grès verts (*Lower green sand*) d'origine

(1) Les Ornithopodes sont un groupe ou sous-ordre des Orthopodes. Ce sont ceux des Reptiles qui présentent les caractères aviens les plus accusés : *Iguanodon* se tenait sur ses pattes de derrière et sur sa queue, à la manière d'un Kangourou.

marine, et dont la faune est aptienne. Dans le Kent, la partie inférieure du *Lower green sand* est un grès impur à débris d'Iguanodon et à bois de Conifères silicifié. Au-dessus viennent les couches d'Hythe, celles de Sandgate à *Ostrea aquila*, couronnées par les assises de Folkestone, qui contiennent à leur partie supérieure *Ammonites mamillaris*, ce qui établit une transition entre l'Aptien et l'Albien de la contrée.

L'action prépondérante de la mer, accusée par le *Lower green sand*, s'accentue davantage avec l'Albien. Pour cet étage, les différences disparaissent entre le sud de l'Angleterre et le bassin de Paris.

L'Albien doit donc se présenter avec deux zones bien caractérisées.



Fig. 98. — Couches crétaciques sur la côte Ouest de l'île de Wight.

1. Couches du Weald. — 2. Aptien (*Lower green sand*). — 3, 3. Albien inférieur (couches de Sandgate). — 4. Albien supérieur et base du Cénomanien (*Upper green sand*). — 5, 6. Turonien inférieur (*Chalk without flints*). — 7 et 8. Assises tertiaires.

ractérisées. A Folkestone, la zone inférieure est une Argile bleuâtre à faune extrêmement riche où l'on trouve des Ammonites (*Hoplites auritus*, *H. lautus*, *Ammonites Beudanti*, *A. inflatus*), des Bélemnites, des Nautiles, des Lamellibranches en abondance (*Inoceramus*, *Lima*, *Plicatula*), des Brachiopodes (*Rhynchonella*, *Terebratula*), quelques Oursins et des Polypiers.

La seconde zone est représentée dans l'île de Wight (fig. 98) par le Grès vert supérieur (*Upper green sand*) à faune également très riche (*Thetis major*, *Trigonia*, *Pecten*, *Ostrea*, etc.).

C'est en Normandie qu'il faut chercher la liaison entre l'Infra-crétacique anglais et l'Infra-crétacique parisien. Dans ce bassin, l'épaisseur des couches supra-crétaciques et tertiaires couvre, au centre et à l'Ouest, toutes les couches du

Néocomien à l'Albien. Ce n'est qu'à l'embouchure de la Seine qu'on peut les apercevoir, et encore le Néocomien et le Barrémien font-ils défaut. Les Argiles du Virgulien y sont surmontées par un Poudingue à *Ostrea aquila* et à *Ammonites Milletianus*, et par des sables à faune très médiocre. À Honfleur, l'Argile du Gault renferme *Am. Deluci*.

Le soulèvement du pays de Bray a mieux mis au jour les assises infra-crétaciques. À la base sont des sables blancs et des Argiles rappelant celles de la Haute-Marne, et représentant le Néocomien et le Barrémien. L'Aptien est caractérisé par une Argile à *Ostrea aquila*, puis vient le Gault avec des sables verts à la base, des Argiles à *Ammonites splendens* et *A. Deluci*, puis une Gaize analogue à celle de l'Argonne, contenant, avec *Am. inflatus*, des fossiles du Cénomanien.

Dans le nord de la France, on ne retrouve l'Infra-crétacique que dans le Boulonnais. La base de la série est un sable blanc à minces couches de minerai de Fer contenant des *Unio*, des *Cyrena* et d'autres Lamellibranches d'eau douce, ce qui complète la ressemblance avec le Wealdien anglais. L'Aptien est formé d'Argiles à *Ostrea aquila*, surmontées à Wissant par un Grès vert, au-dessus duquel se montre une couche de phosphates avec *Ammonites mamillaris* (base de l'Albien), puis l'Argile du Gault renfermant les fossiles du Gault anglais, mais bien moins épaisse (5 à 6 mètres). Elle est couronnée par des Marnes à *Am. inflatus*, à *Inoceramus sulcatus*, et à fossiles de la Gaize de l'Argonne.

En Belgique, l'Infra-crétacique repose directement sur le Carbonifèrien et forme l'étage aachénien très analogue au Wealdien. Ce qui fait que l'on range cet étage dans l'Infra-crétacique, c'est la découverte de l'Aachénien argileux dans une faille du Carbonifèrien. L'Argile a formé à Bernissart une poche immense dans laquelle on a trouvé les squelettes complets de plusieurs *Iguanodon* (fig. 99) avec des Tortues terrestres et fluviatiles, des Poissons et des Fougères identiques à celle du Wealdien. On pense que là, comme

à Hastings, les dépôts ont été formés dans un grand estuaire.

Connaissant les principaux facies des assises infra-crétaciques, nous pouvons maintenant les rechercher dans le sud de la France et en dehors de ce pays.

Nous ne trouvons aucun dépôt de cette série dans les Charentes, ni dans l'Aquitaine septentrionale. Dans les Landes et dans les Basses-Pyrénées, la série débute par les calcaires urgoniens d'âge barrémien à *Toucasia*, *Orbitolina*, etc. Au-dessus viennent les Marnes aptiennes d'Orthez renfermant : *Hoplites Deshayesi*, *H. Dufrenoyi*, *Ammonites Martini*, *Ostrea aquila*, etc. L'Albien offre trois facies (Seunes), l'un est corallien et renferme des Chamacés (*Toucasia*, *Radiolites*), des Oursins (*Cidaris*, *Salenia*) et des Orbitolines ; l'autre est vaseux et caractérisé par *Ammonites Beudanti* ; le troisième, arénacé, est caractérisé par *Am. Beudanti* et *A. Mayorianus*.



Fig. 99. — Dent d'*Iguanodon*.

Le facies corallien se poursuit dans les Pyrénées centrales (aux environs de Foix) et dans les Pyrénées-Orientales.

Des Pyrénées, nous passons en Espagne ; l'Infra-crétacique s'y montre à la base avec le facies wealdien (provinces de Santander, de Burgos, etc.), surmonté d'un Calcaire à *Toucasia* et à Orbitolines, auquel appartient la mine de Fer de Sommorostro (près de Bilbao), recouverte par des Marnes aptiennes. L'Aptien, l'Albien et même le Barrémien supérieurs sont souvent envahis par le Calcaire à *Toucasia*.

En Portugal, à divers niveaux, les formations à plantes terrestres alternent avec les dépôts pélagiques, et cela dès les assises les plus inférieures. Le Valanginien est représenté par des Calcaires avec intercalations de Grès à Fougères wealdiennes ; l'Hauterivien est surtout calcaire avec *Ostrea*

Couloni, *Janira atava*, *Crioceras*, *Ammonites*, etc.; le Barrémien comprend de puissantes assises à Nérinées et à Requiénies, auxquelles se substituent parfois des Marnes à *Natica*. L'Aptien et l'Albien sont confondus et formés d'un ensemble de Grès, de Calcaires et de Marnes, où les couches à végétaux terrestres sont fréquentes. On y trouve aussi une assise à *Toucasia*, qui paraît correspondre au Gault corallien des Pyrénées.

C'est dans les végétaux de ces couches qu'on a trouvé les premières Dicotylédones européennes, ce sont des Salicinées, des Laurinées, des Magnoliacées, etc., en tout vingt et une espèces (A. de Saporta).

Le facies de la région du Rhône se retrouve avec ses principaux caractères dans tout le sud-est de l'Europe.

Hors de l'Europe, l'Algérie et la Tunisie montrent l'Infra-crétacique à facies vaseux, riche en Bélemnites plates et en Ammonites ferrugineuses.

Dans l'Afrique australe et au Cap, l'étage albien est nettement représenté.

Au Cap, on a trouvé, en outre, dans le Néocomien des empreintes de Fougères et de Cycadées mêlées à de grandes Ammonites. Cette flore et cette faune apparaissent dans l'Hindoustan; l'Albien a été signalé au Japon, et l'Aptien, dans l'Australie orientale, surmonte les couches terrestres du Jurassique (Neumayr).

Dans l'Amérique septentrionale, les *couches du Potomac*, avec assises lignitifères, contenant des végétaux du Wealdien anglais (c'est là qu'existent les traces des plus anciennes Dicotylédones connues), doivent être rapportées à l'Infra-crétacique. Les couches de Kootanie, dans la portion canadienne des montagnes Rocheuses, contiennent des Dicotylédones (*Laurus*); les dépôts de Great Falls (État de Montana), renfermant d'épaisses couches de Houille, sont probablement barrémiens. On se trouve là en face de dépôts d'estuaires.

Dans les îles Charlotte s'observent de puissantes masses schisteuses, avec Houille et Conglomérats. La base renferme

des fossiles oxfordiens, et le sommet des fossiles supra-crétaciques; vers le milieu, on a trouvé les Ammonites du Cap, ainsi que *Ammonites inflatus*.

Dans le Texas et dans l'Arkansas, au-dessus des couches à Dinosauriens de Trinity, qui sont rapportées au Portlandien (Marcou), viennent des Calcaires à *Heteraster* et à *Requienia*, qui appartiennent à la série infra-crétacique (Marcou).



Fig. 106. *Radiolites*.

En Californie, on a décrit des Ammonites néocomiennes; au Mexique, on a pu caractériser le Barrémien supérieur, l'Aptien et même l'Albien, par la similitude de la faune avec celle de l'Europe.

Dans l'Amérique du Sud, la faune barrémienne à *Crioceras Duvalii* a été reconnue par A. d'Orbigny, et dans le détroit de Magellan, on a signalé la présence du Néocomien.

Dans les régions arctiques, à Kowe (Groenland), on a trouvé des restes de végétaux identiques à ceux des dépôts infra-crétaciques des Carpathes; toutefois, la présence de Peupliers, de Sapins, associés à des Cycadées et aux Gleicheniées, indique une différence de climat avec l'Europe centrale (A. de Saporta). Nordenskjoeld a signalé au Spitzberg une flore identique à celle du Groenland.

Série supra-crétacique. — Une invasion marine considérable envahissant tous les territoires jusque-là émergés, puis un retrait de la mer aussi considérable qu'à la fin des temps supra-jurassiques, tels sont les deux caractères principaux qui séparent la série supérieure de la série inférieure du système crétacique. Dans la zone méditerranéenne, ce ne sont plus les Madréporaires qui construisent les récifs, mais les Rudistes; au Nord, la roche sédimentaire qui domine est la Craie.

Les travaux de M. Munier-Chalmas ont prouvé que l'on doit distinguer trois provinces zoologiques marines.

Celle des mers chaudes est caractérisée par les Rudistes (*Radiolites* [fig. 100], *Caprotina*, *Caprina*), par de grandes Huîtres (par exemple, *Ostrea flabellata*), par des Foraminifères (*Orbitolina*) et par des Algues calcaires (*Lithothamnium*). Les Céphalopodes bélemnoïdes font défaut.

La province tempérée (bassin anglo-parisien) ne contient, dans sa faune, qu'un très petit nombre de Rudistes, les *Belemnitella* (fig. 101), les Spatangidés (*Micraster*) et les Ananchytidés (*Ananchytes*, *Holaster*, *Hemipneuses*) sont très répandus.

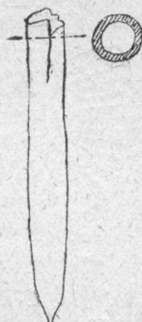


Fig. 101. *Belemnitella mucronata*.

La province boréale (nord de l'Europe) comprend des Bélemnoïdes (*Actinocamax* et *Belemnitella*) et des Brachiopodes (*Rhynchora*, *Rhynchorina*). Il est bon de faire observer que la déchéance des Ammonoïdes va en s'accusant d'étage en étage. Les espèces à coquilles déroulées (*Scaphites*, *Ancyloceras*) sont plus nombreuses, ainsi que celles à spire conique (*Turrilites*).

Distribution géographique. — Il serait plus logique, sans doute, de commencer notre étude par celle de la province boréale, par exemple, et de passer ensuite peu à peu aux autres facies. Nous préférons suivre un ordre que nous avons adopté jusqu'ici, qui consiste à examiner la Stratigraphie de la France et de passer rapidement aux autres pays. Comme dans le bassin parisien, la série supra-crétacique est à peu près complètement développée, nous trouvons un double avantage à commencer par lui l'étude des sédiments supra-crétaciques (1).

L'étage inférieur ou Cénomanien est largement développé à l'embouchure de la Seine; il forme la partie supérieure de

(1) Voir, au dernier chapitre, une explication de la différence des faunes.

la falaise de la Hève, et débute par des Marnes grises, micacées, avec intercalation d'un Calcaire gris, compact, dont les fossiles sont : *Ammonites inflatus*, *Am.* ou *Hoplites auritus*, *Turrilites Bergeri*. Plus haut vient une Craie glauconieuse dont la base est une Marne contenant de petits nodules de phosphate. La Craie glauconieuse est dure et renferme des silex gris. L'ensemble est couronné, à la Hève, par une Craie grise, micacée, rude au toucher, qu'on nomme *Tuffeau*. Elle contient des silex recouverts d'un enduit jaunâtre et peu de fossiles. Par contre, la Craie glauconieuse est très riche, on y trouve : *Ammonites Mantelli*, *Am. rotomagensis*, *A. varians*, des *Turrilites*, des *Scaphites* (fig. 102), des Bélemnites, des Lamellibranches (*Spondylus*, *Ostrea*, *Inoceramus*, *Pecten*), des Brachiopodes (*Terebratula*, *Rhynchonella*), des Oursins (*Salenia*, *Cidaris*, *Epiaster*), etc.

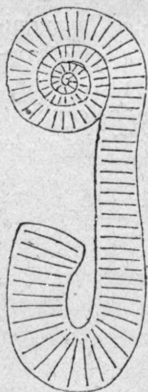


Fig. 102. *Scaphites.*

L'étage turonien existe aussi à Rouen, où il atteint 60 mètres de puissance. La base est un lit noduleux à phosphate, et contient une Bélemnite (*Actinocamax plenus*) avec *Rhynchonella Cuvieri* et *Inoceramus labiatus*. La Craie qui le surmonte, exploitée comme pierre à chaux, renferme des parties argileuses à la base ; elle contient *Inoceramus labiatus*, avec de grandes Ammonites (*Ammonites nodosoïdes*) et des dents de Poissons ; la Craie moyenne, avec rognons de silex, renferme : *Rhynchonella Cuvieri*, *Echinoconus subrotundus;* la Craie supérieure, à cassure plane ou ondulée, contient : *Micraster breviporus*, *Holaster planus* et *Terebratula gracilis*. Dans cette région, on retrouve le Turonien à Harfleur (falaise d'Orcher), à Tancarville, près

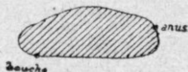




Fig. 103. — *Micraster cortestudinarium.*

de Villequier. La Craie turonienne de ces localités diffère peu de la Craie blanche. A Fécamp, l'étage a une grande épaisseur, ainsi que dans les falaises de Dieppe, du Tréport et dans le pays de Bray. Ici, la Craie est peu fossilifère et très marneuse ; elle est exploitée pour cette raison.

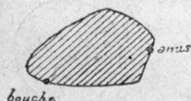




Fig. 104. — *Micraster coranguinum.*

La Craie proprement dite, qui forme l'étage sénonien ancien, a été divisée en deux étages : Emschérien et Aturien. L'Emschérien lui-même a été divisé en deux sous-étages : le Coniacien et le Santonien. Le Coniacien est caractérisé par *Micraster cortestudinarium* (fig. 103) ; le Santonien comprend deux assises : l'inférieure ou Craie à *M. coranguinum* (fig. 104), la supérieure ou Craie magnésienne caractérisée par un Crinoïde : *Marsupites ornatus*. L'assise à *M. cortestudinarium* contient beaucoup d'Oursins (*Cidaris*, *Ananchytes*) et de Lamellibranches (*Spondylus*, *Inoceramus*). A la partie supérieure de l'assise, *M. cortestudinarium* est remplacé par *Epiaster gibbus*. La Craie à *M. coranguinum* renferme les mêmes *Cidaris*, *Actinocamax verus*, etc. L'Aturien ou Craie à Bélemnitelles forme à sa base la Craie de Reims et d'Epernay caractérisée par *M. fustigatus* et *M. glyphus* ; à sa partie moyenne (Craie de Compiègne) par un Brachiopode : *Magas pumilus*, et au sommet par la Craie de Meudon à *M. Brongniarti* (fig. 105) et à *Ostrea vesicularis*. La faune de la Craie de Meudon est très riche, on y trouve un Reptile pythonomorphe (*Mosasaurus Camperi*), des Ammonoïdes en petit nombre (*Ancyloceras*, *Scaphites*), beaucoup de Brachiopodes, de Térébratules et de Rhynchonelles, des *Ananchytes* (fig. 106 et 107) et des *Cidaris*. La Craie de Meudon, très blanche

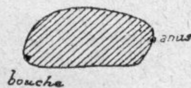




Fig. 105. — *Micraster Brongniarti.*

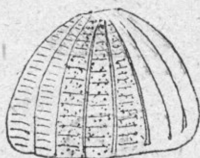
(exploitée pour la fabrication du blanc d'Espagne), renferme des cordons horizontaux et régulièrement espacés de silex noir. L'assise la plus élevée est jaunâtre et creusée d'une certaine quantité de trous. Cette *Craie tubulée* révèle une émersion qui a empêché le dépôt de certaines couches supérieures dont nous parlerons tout à l'heure.





Fig. 106.
Ananchytes Gibba.

A l'époque danienne, la mer, revenue aux environs de Paris, a recouvert la Craie tubulée d'un Calcaire jaune à petits grains arrondis (*Calcaire pisolithique*) dont les affleurements sont très limités dans le bassin de Paris. La faune contient des *Nautilus* et beaucoup de Gastéropodes et de Lamellibranches, qu'on retrouve dans l'Eocène inférieur, habituels dans la craie du Danemark. Entre Meudon et Saint-Cloud, sur ce calcaire pisolithique, reposent des Marnes tertiaires qui renferment des fragments d'un Calcaire jaune et dur dans lesquels on a trouvé les fossiles du Calcaire de Mons. Ces Marnes résultent évidemment d'une transformation d'assises préexistantes dont il ne reste plus que des débris; aussi les considère-t-on comme l'horizon le plus élevé du Danien.



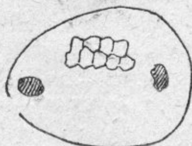


Fig. 107.
Ananchytes ovata.

Nous avons indiqué l'existence, à Meudon, d'une lacune entre la craie tubulée et le calcaire pisolithique. Cette lacune (sous-étage Maëstrichtien) se trouve comblée par lambeaux dans le Cotentin, principalement autour de Valognes, où on observe le Calcaire à *Baculites* (Ammonoïde à coquille droite et à section elliptique, enroulée seulement dans le jeune âge). Il repose sur un Grès vert à Orbitoline, d'âge cénomanien, et se montre sur une épaisseur de 15 à 20 mètres. La masse de ce Calcaire

est jaune, dure, compacte, avec intercalations de sables; le tout repose sur un Poudingue à galets de roches anciennes. La faune est intermédiaire entre celle de Meudon et celle de Maëstricht. On y a recueilli : *Mosasaurus Camperi* (fig. 108),



Fig. 108. – Mâchoire inférieure de *Mosasaurus Camperi*.

Baculites anceps, *Ostrea vesicularis*, des Lamellibranches, des Oursins, etc.

Le Calcaire à *Baculites* est directement recouvert par les dépôts éocènes.

Cette revue des assises supra-crétaciques dans le bassin

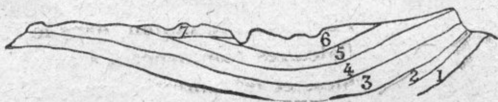


Fig. 109. — Coupe du nord-est au sud-est aux environs de Gisors.

1. Sables verts et argile du Gault. — 2. Craie cénomanienne. — 3. Turonien (craie marneuse). — 4. Coniacien ou Emschérien inférieur. — 5. Santonien (Emschérien supérieur). — 6. Craie de Meudon (Aturien). — 7. Assises tertiaires.

parisien terminée, nous pouvons jeter un coup d'œil sur la disposition qu'elles affectent dans les contrées avoisinantes.

En Normandie (fig. 109), les modifications sont de peu d'importance, comme on peut le penser déjà, puisque c'est dans la vallée de la basse Seine que nous avons été chercher le type des principaux étages.

Dans le Maine, entre le Tuffeau cénomanien et la Craie glauconieuse, s'intercale une série assez puissante de sables et de Grès. L'étage est presque entièrement sableux dans le Perche.

Ces sables (*sables du Perche*) contiennent quelquefois des Marnes très riches en belles empreintes de Cycadées, de Fougères, de Conifères. On y a trouvé un *Magnolia* (*M. sarthacensis*). A la partie supérieure de ces sables, on a trouvé, dans le Maine, des Radiolites et des Caprotines, indices presque certains d'une communication entre les mers tempérées et la Méditerranée, car il est exceptionnel de rencontrer des Chamacées sous les latitudes élevées. La couche à Rudistes est marneuse et particulièrement riche en *Ostrea*, d'où le nom de *Marne à Ostracées;* elle caractérise, avec les sables, le Cénomanien de l'Ouest, et sa faune a des affinités évidentes avec la faune du Cénomanien d'Aquitaine. A mesure qu'on s'avance vers l'Est, dans le Poitou, dans le Berri, les Calcaires commencent à envahir les sables, et les affinités avec la faune de l'Aquitaine diminuent. A Sancerre, dans le Cher, le Cénomanien offre à la base, sur des sables ferrugineux à *Ammonites inflatus*, une Craie micacée à *Am. Mantelli* et *A. varians*, supportant une Gaize à *Holaster nodulosus*, sur laquelle repose une marne à *Ostrea columba* (fig. 110). Cette Marne à Ostracées ne dépasse pas la vallée de la Loire, et dans la Nièvre, dans l'Yonne, l'étage est formé d'une Craie blanche avec ou sans silex à *Holaster subglobosus* et à *Ammonites Mantelli*. Cette Craie n'est glauconieuse qu'à la base, où elle renferme *Pecten asper*.

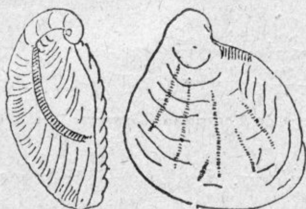


Fig. 110. — *Ostrea columba.*



Fig. 111. — *Ammonites rotomagensis.*

Dans l'Aube, on trouve à la base une Marne crayeuse à *Ostrea vesiculosa* et à *Ammonites inflatus*, supportant des assises de Craie dont la plus inférieure est marneuse et

riche en Ammonites (*Ammonites rotomagensis* [fig. 111], *A. varians*, *A. Mantelli*) et en *Turrilites*. Les autres assises crétacées sont riches en Oursins et en Ammonoïdes déroulés.

La Craie à Ammonoïdes se trouve à Vitry (Marne) surmontée par une Marne qui, à Sainte-Menehould, est remplacée par des sables quartzeux et glauconieux dont l'importance va en augmentant à mesure qu'on s'avance vers le Nord. Avec ces sables apparaît, à la base de l'étage, une Gaize qui est la partie supérieure de la Gaize de l'Argonne dont nous avons placé la plus grande partie dans l'Albien. Dans l'Ardenne, le Cénomanien est plus marneux que sableux.

En Belgique, l'étage repose directement sur les assises

Fig. 112. — Assises crétaciques du pays de Bray.

primaires dont l'envahissement par la mer est ainsi manifeste. Il affecte la forme de Poudingue, auquel on a donné, dans le pays, le nom de *Tourtia*.

Nous rencontrons encore le Cénomanien dans le pays de Bray (fig. 112), où il présente les caractères qu'il a dans l'Argonne, et dans le Boulonnais, où il se présente avec son facies boréal.

Au cap Blanc-Nez, la plus grande partie de sa masse est une Craie marneuse (*Chalk marl* en Angleterre), d'autant plus argileuse qu'on est plus voisin de la base et dépourvue de silex (elle est exploitée pour la fabrication du ciment). Elle est très fossilifère et renferme en abondance les fossiles suivants : *Ammonites varians*, *Turrilites tuberculatus*, *T. costatus* (fig. 113), *Am. Mantelli*, *Am. rotomagensis*, *Holaster planus*, *H. subglobosus*, etc.

En Angleterre, l'*Upper green sand* est en grande partie

Cénomanien. Dans le Cambridgeshire, ce sable vert, contenant *Ammonites inflatus*, est surmonté du *Chloritic marl* (Marne glauconieuse) à *Am. varians*, à *A. Mantelli* et à *Pecten asper*. Vient ensuite le *Chalk marl* à *A. rotomagensis*, à *Turrilites costatus* et à fossiles du Boulonnais.

L'étage turonien présente moins de variations. En quittant la vallée de la Seine vers le Sud, on voit apparaître, à la base de l'étage, une couche sableuse ou gréseuse surmontée d'une Craie noduleuse et glauconieuse qui va augmentant d'importance vers le Midi.

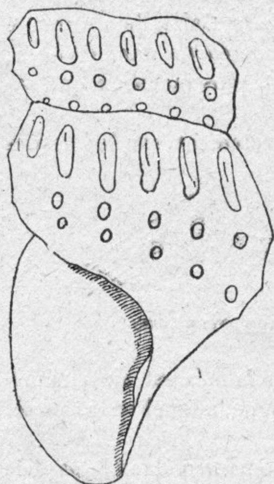


Fig. 113. — Fragment de coquille de *Turrilites costanus*.

En Touraine, l'étage présente deux assises : la Craie marneuse et micacée à la base, la Craie jaune sableuse au sommet. On a adopté pour ces deux sous-étages les noms de *Ligérien* et d'*Angoumien*. La Craie marneuse (vallée du Cher) renferme *Rhynchonella Cuvieri* et *Inoceramus labiatus*. La Craie micacée ou Tuffeau de Touraine est caractérisée par les paillettes de Mica et par un durcissement à l'air, qui en fait une pierre de taille d'un grain égal et très fin. C'est dans cette Craie que sont creusées les habitations souterraines du Loir et du Cher. On y trouve nombre d'Ammonites : *Ammonites peramplus*, *A. papalis*, *A. Rochebrunei*. Cette dernière espèce est caractéristique d'Aquitaine. Sa présence en Touraine atteste l'existence de communications entre le bassin du Sud et celui de Paris.

L'Angoumien forme la Craie jaune abondante en nodules siliceux et en Bryozoaires (tuffeau jaune de Loches). On retrouve cette craie à Amboise et dans la vallée de la Creuse (au Grand-Pressigny).

Le Turonien n'est pas visible dans le Berri, et il réapparaît dans l'Orléanais aux environs de Gien. A partir de ce point, il forme une ceinture continue à l'est du bassin de Paris ; il forme la falaise champenoise de Sainte-Menehoulde à Rethel. C'est une Craie blanchâtre, grossière, assez dure et sans silex. On y distingue une assise à *Inoceramus labiatus* et une assise à *Micraster breviporus*.

En Champagne, on a signalé, dans le Turonien, des Rudistes, qui avaient été amenés sans doute là par des courants marins.

En Flandre, l'étage est formé de Marnes argileuses très propres à la fabrication des poteries. Les Marnes inférieures contiennent quelques rares *Inoceramus labiatus*, et surtout un Brachiopode *Magas Geinitzi*. Le sommet renferme surtout *Terebratulina gracilis* (sous-étage angoumien). Dans le Boulonnais, le Turonien forme la falaise du cap Blanc-Nez. La Craie qui la compose est marneuse à la base (zone à *Actinocamax plenus*), au-dessus viennent des zones argileuses à *Inoceramus labiatus*, puis des zones à silex (zones à *T. gracilis*), et enfin une Craie dure à gros silex (zone à *Holaster planus*).

Le facies crayeux se retrouve en Angleterre. Il est connu sous le nom de *Craie sans silex*, ceux-ci n'apparaissant qu'au sommet, dans la Craie dure (*Chalk rock*), qui passe insensiblement à la Craie blanche emschérienne.

Les étages supérieurs sont diversement représentés autour de Paris.

Dans l'Yonne, la Craie blanche à *Micraster cortestudinarium* repose directement sur le Turonien à *Holaster planus*. Les zones inférieures ne contiennent pas de silex, qui n'apparaissent pas dans la Craie à *M. coranguinum*. La Craie à Bélemnitelles est identique à celle de Meudon (Aturien).

En Champagne, on ne trouve presque pas de silex, et tout l'étage sénonien (Emschérien et Aturien) forme une masse de Craie qui rend la contrée infertile (Champagne pouilleuse).

En Flandre, la craie à *Micraster cortestudinarium* est grise et contient des granules phosphatés. Aux environs de Lille, le phosphate apparaît en gros nodules ou *tun*. Dans l'Aisne, l'Emschérien supérieur (sous-étage santonien) contient des rognons dolomitiques. Dans la Picardie, la craie inférieure à *M. cortestudinarium* (sous-étage coniacien) est dure et noduleuse; le Santonien (à *M. coranguinum*) est magnésien, dépourvu de silex et à faune médiocrement riche. La Craie à Bélemnitelles (étage Aturien) contient des sables très riches en phosphates exploités. Ils occupent la partie inférieure de l'Aturien (sous-étage campanien). Le sable, riche en phosphate, dérive, par action chimique, de la craie à *Belemnitella quadrata*, qui contient, en outre, des débris de *Mosasaurus* et de Poissons.

L'origine du phosphate doit être cherchée dans la décomposition des tissus et des ossements d'animaux de rivage ou de mer dont la matière phosphorée, mêlée aux matières sédimentaires, s'est concentrée dans l'intérieur des coquilles de Foraminifères.

Dans la Touraine, le sous-étage coniacien (Emschérien supérieur) est représenté sous un Calcaire jaune (craie de Villedieu), qui renferme, sur une épaisseur assez faible, toutes les assises de l'étage. Le Calcaire passe, à sa partie supérieure, à des Marnes contenant *Micraster turonensis*. Sur ces Marnes repose une Craie blanche à *Spondylus truncatus* sans silex (Santonien), qui supporte une Craie à silex contenant *Micraster Brongniarti*, ce qui l'assimile au Campanien supérieur. La Craie de Villedieu renferme quelquefois des Rudistes.

En Angleterre, les étages Emschérien et Aturien ont le facies nettement parisien.

L'Aturien et le Danien sont bien représentés en Belgique. Le sous-étage campanien est représenté par une zone de Craie à Bélemnitelles et à *Magas pumilus*. Le passage du Campanien au Maëstrichtien se fait par la Craie brune phosphatée de Ciply, qui contient *Baculites Faujasi*, *Be-*

lemnitella mucronata et *Rhynchonella vespertilio* (fig. 114). Le Maëstrichtien est représenté par un Tuffeau (Tuffeau de Saint-Symphorien, Tuffeau de Ciply) à *Ostrea vesicularis*, à *Janira quadricostata* (fig. 115), à Oursins et à Rudistes.

A Mons, entre le Maëstrichtien supérieur et les couches éocènes vient un Calcaire jaune, grossier, contenant des fossiles d'estuaire (*Bythinia*, *Physa*, *Melanopsis*), des Gastéropodes (*Cerithium*, *Potamides*, *Turritella*) et des Oursins, qui correspondent au Calcaire pisolithique. Ce Calcaire de Mons est donc d'âge danien. D'ailleurs, dans le Tuffeau de Ciply se trouvent des Gastéropodes du Calcaire de Mons, ce qui corrobore l'opinion des géologues qui attribuent ce Calcaire au Danien.

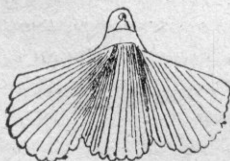


Fig. 114. — *Rhynchonella vespertillo.*

Le Tuffeau de Ciply est très développé à Maëstricht. Il est directement superposé à la craie à *Magas pumilus* (assise supérieure du Campanien). Ce Tuffeau est, dans d'autres points, séparé de la Craie par une couche contenant la faune de la Craie phosphatée de Ciply. Quoi qu'il en soit, sa faune est très riche. Elle renferme des Pythonomorphes (*Mosasaurus*), des Poissons (*Pycnodus*, *Otodus*, *Corax*), des Crustacés, des Céphalopodes (*Nautilus*, *Baculites*, *Belemnitella*), des Scaphopodes (*Dentalium*), des Lamellibranches, beaucoup d'Oursins et des Rudistes.

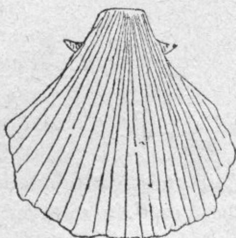


Fig. 115. — *Janira quadricostata.*

L'étage danien est encore bien représenté en Danemark et en Scanie. C'est tantôt un Calcaire compact à gros silex, tantôt un Calcaire jaune à Polypiers et à Bryozoaires, tantôt un Calcaire friable à silex, où l'on trouve *Nautilus danicus*, *Baculites Faujasi*, *Ostrea vesicularis*, etc.

Dans les autres contrées de l'Europe septentrionale, les caractères de la série supra-crétacique diffèrent peu de ceux que nous venons d'exposer.

En Provence, le facies supra-crétacique est très différent de celui que nous venons d'étudier.

Aux environs d'Orange, par exemple, les couches à *Ammonites inflatus* sont subordonnées à des Grès contenant les fossiles de Rouen (*Am. rotomagensis*, *Pecten asper*, etc.). Au-dessus vient un Grès à Trigonies contenant encore *Am. rotomagensis* et *A. varians*, mais présentant un facies comme celui que nous avons signalé dans l'ouest du bassin parisien. Ce Grès supporte le Grès de Mondragon, lignitifère à sa base et contenant *Turritella Renauxiana*. C'est sur cette assise qu'est bâti le château de Mondragon. Il faut aller plus loin pour voir le Grès de Mondragon couvert par un Calcaire blanc à Oursins (*Epiaster Verneuilli*), que surmonte des couches calcaires à Ammonoïdes turoniens (*Am. nodosoïdes*) et à *Inoceramus labiatus*.





Fig. 116. *Hippurites*.

A Uchaux, les couches à Turritelles et à Trigonies contiennent *Ostrea columba*, ce qui les place à la base de l'Angoumien. D'où il résulte que les couches à *Am. nodosoïdes* et à *Epiaster Verneuilli* sont ligériennes (Turonien inférieur), et comme le Cénomanien a été bien caractérisé, les étages inférieurs sont assez peu différents de ceux du Nord. Mais à Uchaux même, au-dessus du Grès à *Ostrea columba*, vient un Grès calcarifère très ferrugineux à *Hippurites* (fig. 116) et *Biradiolites cornupastoris* (fig. 117), c'est le facies à *Hippurites* qui s'annonce ainsi. Le Turonien supérieur (Angoumien) présente donc déjà les caractères spéciaux qui vont se développer de plus en plus. Dans le bassin d'Uchaux, l'Emschérien est en majeure partie formé de Grès et débute par les Grès de Mornas à Ostracées, entre-

mêlés de bancs à *Hippurites Zurcheri*, à *H. socialis*, etc., et couronnés par des grès à *Micraster brevis* (fig. 118).

En descendant vers le Sud, le Ligérien, l'Angoumien et le Coniacien gardent ce facies dans ses principaux traits, mais le Santonien et l'Aturien en entier prennent un facies presque exclusivement hippuritique.

Çà et là on trouve, dans l'étage turonien, des couches saumâtres. Aux Martigues, par exemple, l'étage contient de nombreux végétaux terrestres (*Myrica*, *Salix*, *Sequoia*, *Magnolia*, etc.), ce qui montre la présence d'une terre émergée. A la Mède, à la Ciotat, des Conglomérats à gros galets indiquent la présence d'une côte.

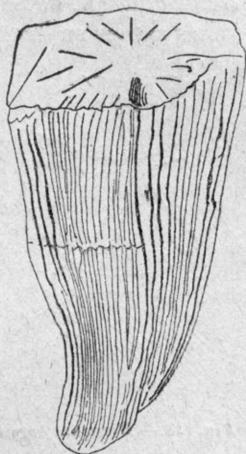


Fig. 117. — *Biradiolites cornupastoris*.

Ces traces d'émersion continuent dans l'Aturien. Cet étage montre surtout des Marnes avec bancs à *Hippurites* intercalés, et souvent, au Beausset, par exemple, les Marnes passent à des Grès et à des Calcaires renfermant une flore remarquable par l'analogie des types avec les végétaux anciens, et par la rareté des Dicotylédones. Cette flore permet l'hypothèse d'un climat chaud, dont l'action n'a pas permis la transformation rapide des espèces végétales (A. de Saporta).

Tout le Campanien de la Provence méridionale est riche en bancs à grands Rudistes; on n'y a pas trouvé d'Ammonoïdes, ce qui rend l'assimilation au Campanien, tel que nous le connaissons, un peu hypothétique. Au-dessus de ces bancs à Rudistes apparaissent des assises saumâtres à *Turritella*, et le régime continental est nettement établi avec la *série de Fuveau*, très riche en Lignites.

Les couches lignitifères débutent, à Aix, par des Marnes à

Cyrena et à *Melanopsis*, surmontées de Lignites très analogues à de la Houille (Houille de Fuveau), qui contiennent des Reptiles et des Coquilles d'eau douce (*Unio*, *Cerithium*, *Melania*, *Cyrena*). Les assises qui encaissent les Lignites sont des Schistes et des Marnes bitumineuses, où abondent les restes de végétaux fluviatiles. On trouve des empreintes de feuilles de *Lotus*, un Palmier (*Flabellaria*) et des feuilles de *Nelumbium* (A. de Saporta).

Les assises supérieures aux Lignites sont connues sous le nom de *couches à Lychnus*. Ce Gastéropode fluviatile est accompagné par des *Bulimus* et des *Unio*. Sur les couches à *Lychnus* reposent des Argiles colorées, devenant parfois des Brèches, ou des Poudingues. On les attribue à l'ère tertiaire, de sorte que les couches à *Lychnus* représentent en Provence le dernier terme de la série supra-crétacique; elles correspondent au Danien.

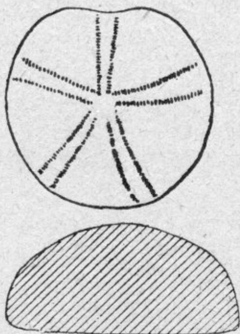


Fig. 118. — *Micraster brevis.*

Le Supra-crétacique est, dans le Languedoc, tout à fait comparable à celui de la Provence méridionale. On peut en dire autant de la région des Corbières et des Pyrénées, en remarquant seulement que les Calcaires à Rudistes ne s'élèvent pas dans le Campanien, et que le facies marin réapparaît à la fin de l'étage danien, au-dessus des couches lacustres, sous forme de Calcaires à *Micraster tercensis*.

Dans les Pyrénées occidentales, dans les Landes et dans la Gironde, le facies marin des étages supérieurs s'accentue, et les bancs à Rudistes disparaissent, tandis que la faune des Céphalopodes réapparaît.

Le Cénomanien comprend des couches à *Toucasia* et à *Radiolites*, accompagnés de Foraminifères (*Orbitolina*).

Dans le Turonien, avec les Calcaires à *Radiolites* et à

Hippurites, se montrent, en se dirigeant vers le Nord, des Calcaires à *Am. Rochebrunei* et à *Terebratella carentonensis* (Turonien des Charentes).

Dans l'Aquitaine, le Campanien est pélagique ; il contient beaucoup d'Ammonites et des Oursins (*Micraster aturicus*, *Holaster tercensis*, *Ananchytes gibba*) de la craie de Meudon.

Dans le Maëstrichtien, qui est calcaire comme le reste de la série, on trouve des Ammonoïdes (*Am. Jacquotti*, *Am. Fresvillensis*, *Baculites anceps*, *Scaphites constrictus*) et des Oursins du genre *Stegaster*.

Les Calcaires daniens sont marneux, blanchâtres ou glauconieux et contiennent des silex ; leur faune est riche et offre surtout : *Nautilus danicus*, *Micraster tercensis*, *Hemiaster*, *Coraster*, etc.

Dans les Charentes, on observe le passage entre le bassin aquitanien et le bassin de Paris, la communication s'effectuant, sans doute, par le Poitou, dont le détroit, très ancien, se ferme peu à peu et n'existe plus au début des temps tertiair es.

Les assises des Charentes sont très fossilifères.

L'Angoumien renferme des bancs à Rudistes (*Biradiolites cornupastoris*, *B. lumbricolis*) et beaucoup d'*Hippurites*. C'est au Calcaire angoumien qu'appartiennent les pierres de taille d'Angoulême et de Périgueux.

Le Coniacien est formé de Calcaires noduleux et marneux à Ammonoïdes et à Micraster (*M. turonensis*). Les bancs à Rudistes abondent dans le Santonien, qui renferme aussi des Ammonoïdes (*Baculites incurvatus*) ; la dernière assise est un Tuffeau à Huîtres, à Oursins et à Hippurites.

Le Campanien ne contient pas de Calcaires construits. Il est très développé, en Calcaires blancs, dans les falaises de Royan, qui renferment une riche faune d'Oursins, avec *Baculites anceps*, *Micraster Brongniarti*, *Belem. quadrata* (fig. 119), *Scaphites*, etc. L'époque du sous-étage maëstrichtien a vu réapparaître les Calcaires construits, tandis que la dernière assise contient des couches d'eau douce.

Ainsi, en France, la fin de l'ère secondaire est marquée par un mouvement accentué d'émersion, et assez général pour que l'on puisse, avec quelque certitude, donner une carte de ce pays à la fin des temps crétaciques (fig. 120).

La composition du Supra-crétacique dans l'Europe centrale est à peu près la même que celle du bassin du Rhône.

Dans le Jura, on observe une région de passage entre le facies rhodanien et le facies parisien.

Dans le sud de l'Europe, les facies rhodanien et aquitanien dominent. En Algérie, la mer crétacique a couvert de vastes territoires et s'est étendue au Sud-Est jusqu'à l'Égypte, avec le facies rhodanien à l'Est et le facies aquitanien à l'Ouest.

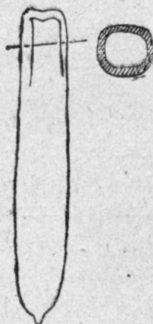


Fig. 119. *Belemnitella quadrata.*

Le Calcaire à Rudistes s'étend en une grande bande, qui va du Portugal à l'Asie centrale par la Perse, l'Afghanistan et le Penjab.

En Syrie, le Cénomanien renferme des fossiles de Rouen, la Craie sénonienne apparaît à Beyrouth, et autour de Jérusalem, on relève les assises supra-crétaciques du Cénomanien et du Santonien.

Dans l'Afrique du Sud, les dépôts supra-crétaciques sont peu abondants, l'envahissement de la mer a peu entamé cette région.

Par contre, l'ancien littoral de l'Amérique du Nord a été très ébréché par la transgression marine.

Ce qui caractérise le Cénomanien, c'est que les Rudistes n'apparaissent que dans les contrées méridionales. Il existe des Grès rouges à Lignites, contenant des Dicotylédones du Cénomanien d'Europe (Grès du Dakota). La détermination des fossiles marins que l'on trouve atteste l'âge cénomanien des dépôts.

Dans l'Arkansas, la Craie blanche à *Belem. mucronata*

forme des falaises de 50 mètres, mais l'érosion a balayé les couches supérieures.

Une formation très importante est celle du groupe de Laramie, dont la position est très discutée. Cette formation est lignitifère et se rencontre dans les États du Colorado, de Wyoming, de l'Utah, ainsi que sur les pentes orientales des Montagnes Rocheuses. On y trouve des fossiles crétaciques



Fig. 120. — Portions émergées de la France à la fin de l'ère secondaire.

et des végétaux tertiaires. Mais les plus récentes découvertes tendent à montrer que, dans le groupe de Laramie, il y a un étage supérieur qui est peut-être tertiaire, et un étage inférieur dont les végétaux se rapprochent de ceux du Cénomanien et du Sénomien, de sorte que l'on doit conclure que, dans l'Amérique septentrionale, le passage de l'ère secondaire à l'ère tertiaire s'accomplit insensiblement sans qu'on puisse dire où finit l'une et où commence l'autre. Dans ces couches inférieures, on a trouvé de gigantesques Dinosauriens (*Ceratops*, *Torosaurus*, *Triceratops*) et des Mammi-

fères tertiaires associés à des fossiles d'eau douce (*Limnea*, *Unio*).

Aux Antilles, on a trouvé, dans des couches supra-crétaciques, des Nérinées, des Hippurites, des Polypiers, dont plusieurs espèces ont été signalées comme caractérisant le Supra-crétacique de l'Autriche et des Carpathes. Cela prouve qu'à cette époque un continent, ou peut-être seulement une chaîne d'îles, reliait l'Amérique à l'Europe, et que, sur les rivages de ces îles, ou de ce continent, le régime méditerranéen conservait ses caractères (Suess).

L'Amérique du Sud n'a fourni jusqu'à présent qu'un petit nombre de dépôts crétaciques supérieurs dispersés le long du rivage brésilien. Les assises marines renferment des Ammonoïdes et pas de Rudistes.

A Bahia, les dépôts sont lacustres et leur faune est celle de Laramie.

Sur la côte du Pacifique, les dépôts sont encore plus rares et leur faune se rapproche de celle de l'Afrique septentrionale (Neumayr).

CHAPITRE V.

L'ÈRE TERTIAIRE.

Caractères paléontologiques. — Dans toute l'ère tertiaire, les animaux les plus répandus sont les vertébrés, et parmi eux les Mammifères, qui remplacent entièrement les Reptiles des temps secondaires. Les restes sont assez bien conservés pour que l'on puisse retracer les grandes lignes de l'évolution de la classe.

Faune. — Dans l'Europe, la faune de l'Eocène inférieur renferme un certain nombre de types entièrement disparus. Dans la faune de Cernay (près de Reims), on ne trouve que deux types anciens (*Neoplagiaulax* et *Liotomus*), les autres appartiennent au grand groupe des Placentaires, seulement ils sont assez peu différenciés. Ce sont des Insectivores (*Adapisorex*), des Créodontes (disparus) caractérisés par leurs fortes canines, leurs molaires adaptées au régime carnivore, mais sans dent carnassière (caractéristique des vrais Carnivores), et leurs membres plantigrades. Les genres de Cernay sont : *Arctocyon*, *Hyænodictis*, *Dissacus*, *Procynictis*. Les premiers Ongulés se montrent avec les Condylarthres (*Pleuraspidotherium*, *Orthaspidotherium*) à molaires basses, pourvus de tubercules arrondis, et caractérisés par la disposition sériée des os du carpe et du tarse, et des cinq doigts. Ce sont les ancêtres directs des Ongulés actuels. La faune de Cernay renferme un Lémurien (*Plesiadapis*).

A Ay, près de Reims encore, la faune, plus riche, ne contient pas de Protothériens ; les Insectivores, les Créodontes, les Lémuriens sont ceux de Cernay; mais, parmi les Ongulés, les Périssodactyles et les Artiodactyles apparaissent.

En Amérique, à Puerco (Nouveau-Mexique) se rencontrent des Protothériens de l'ère secondaire (*Chirox*, *Polymastodon*); les Créodontes, les Condylarthres et les Lémuriens sont bien plus nombreux qu'en France; mais l'intérêt principal de cette faune est l'apparition des Tillodontes et des Amblypodes. Les premiers sont caractérisés par une seule incisive à croissance continue et très développée, des canines toujours présentes et des molaires à trois pointes à la mâchoire supérieure, tandis qu'à la mâchoire inférieure, les tubercules des molaires sont réunis par des crêtes droites ou courbées (molaires lophodontes).

Les Amblypodes sont des Ongulés plantigrades à dentition complète, à molaires lophodontes et recouvertes entièrement d'émail. Ces deux groupes sont aujourd'hui disparus.

Toutes ces formes, assez peu spécialisées, ayant des caractères inférieurs, représentent, en somme, un type mammifère général et voisin de la souche. On peut espérer découvrir un jour un Mammifère placentaire qui, les réalisant tous, nous offrira l'ancêtre commun des Carnivores, des Ongulés, des Rongeurs et des Primates actuels.

Les couches supérieures à celles d'Ay ne donnent que peu de renseignements sur l'évolution des Mammifères; mais dans l'Amérique du Nord, les couches des monts Wasatch, superposées à celles de Puerco, ne renferment plus de Protothériens, les Créodontes ont tourné franchement au type carnivore et les Rongeurs apparaissent. Les Condylarthres (*Phenacodus*, *Meniscotherium*) sont mêlés à des Périssodactyles (*Hyracotherium*, *Eohippus*) et à des Artiodactyles peu différenciés encore. *Coryphodon* représente les Amblypodes et les Tillodontes atteignent leur maximum de développement. Les Lémuriens restent encore primitifs, mais le genre *Anaptomorphus* annonce, par quelques caractères, les Simiens.

C'est encore l'Amérique du Nord qui, par sa faune, va nous fournir le plus de renseignements sur le développement des Mammifères durant l'Eocène moyen (couches de Brid-

ger). Les Condylarthres ont disparu, les Tillodontes décroissent, les Créodontes se transforment décidément en Carnivores. Des Artiodactyles nouveaux (*Epihippus*, *Amynodon*, *Hyrachius*) sont mêlés à ceux du Wasatch. Le rôle principal est joué par de gigantesques Amblypodes (*Dinoceras*, *Loxolophodon*). Les Rongeurs et les Lémuriens restent stationnaires. Les Cétacés apparaissent (*Zeuglodon*) avec les Siréniens (*Halitherium*), les Cheiroptères et les Marsupiaux (*Didelphys*).

L'Eocène supérieur est très riche en Europe. On n'y trouve ni Condylarthres, ni Amblypodes, mais les Lémuriens jouent un rôle important. Les Marsupiaux sont représentés, en France, avec les Rongeurs, les Insectivores et les Cheiroptères, les Créodontes sont associés aux premiers Carnivores vrais (Viverridés), ancêtres communs aux Canidés et aux Ursidés. Dans les Ongulés, la prépondérance appartient aux Artiodactyles dont la plupart sont encore peu différenciés (*Chœropotamus*, *Diplobune*, *Anoplotherium*, *Xiphodon*). Les Lémuriens et les Édentés ne sont pas très rares et l'on voit apparaître les premiers Rhinocéros (*Aceratherium*).

La faune américaine correspondante (faune d'Uinta) ne diffère de celle d'Europe que par des détails peu importants.

Durant l'Oligocène inférieur (étage tongrien), les Mammifères connus sont ceux de l'Éocène supérieur. Durant l'époque suivante, ou aquitanienne, l'évolution est plus avancée.

En Europe, les Créodontes cèdent le pas aux vrais Carnivores; parmi les Périssodactyles, les genres *Aceratherium*, *Tapirus* et *Rhinoceros* sont reconnaissables.

En Amérique, l'Oligocène est représenté par les couches de White-River, dans lesquelles les Créodontes se montrent pour la dernière fois et où apparaissent les premiers Carnivores américains (*Amphicyon*, *Cynodon*). Les Équidés, qui n'ont pas encore paru en Europe, continuent leur évolution et sont au stade *Mesohippus*. Parmi les Artiodactyles, on trouve le genre *Protoceras* qui est inconnu hors de l'Amérique, et des Camélidés primitifs.

Le Miocène inférieur est très riche en Europe : Insectivores, Cheiroptères et Rongeurs sont communs. Les Carnivores sont représentés par des animaux formidablement armés comme *Machœrodus*, par des Mustélidés et des Canidés (*Amphicyon*, *Pseudocyon*). Mais la prédominance appartient aux Ongulés. On voit se séparer, dans les Artiodactyles, deux séries divergentes, celle des Suidés d'une part et celle des Cervidés et des Antilopidés de l'autre. Dans les Périssodactyles, les genres *Aceratherium* et *Rhinoceros* persistent, associés à *Anchitherium*, qui annonce probablement les Equidés. Les Singes sont représentés (*Dryopithecus*, *Pliopithecus*) et, avec les Mastodontes, les grands Proboscidiens apparaissent (1). Dans les dépôts marins, les Cétacés (*Squalodon*, *Cetotherium*, etc.) ne sont pas rares, ils sont accompagnés des Siréniens (*Halitherium*) et des Pinnipèdes.

En Amérique, ce sont les couches de John-Day qui représentent le Miocène inférieur; leur faune ne diffère pas beaucoup de celle de l'Europe.

Le Miocène supérieur (mont Lébéron en France, Pikermi en Grèce) est très riche en Carnivores déjà existants, auxquels s'ajoutent les genres nouveaux *Felis* et *Hyæna*. Les Artiodactyles l'emportent sur les Périssodactyles.

Ceux-ci ne sont guère représentés que par *Rhinoceros* et *Hipparion* (animal voisin du Cheval, de la taille d'un Zèbre, et présentant trois doigts dont le médius est de beaucoup le plus développé).

Ceux-là renferment les Girafes (*Helladotherium*) et des Antilopes nombreuses. Les Proboscidiens, *Mastodon* et *Dinotherium*, sont répandus et, parmi les Simiens, on a décrit *Mesopithecus Pentilici*, voisin de nos Macaques et de nos Semnopithèques (Gaudry).

(1) Un bon caractère pour distinguer les Mastodontes des Éléphants est tiré des molaires. Chez les Mastodontes, les crêtes transversales unissant les tubercules sont séparées par des vallées non comblées de cément. Chez les Éléphants, ces vallées sont remplies de cément.

L'homologie entre les couches du Miocène supérieur n'est pas bien établie avec l'Amérique du Nord. Au-dessus des couches de John-Day viennent celles de Deep-River, où l'on trouve *Mastodon*, *Anchitherium*, et des Camélidés (*Halomeniscus* et *Eschatius*). Les couches de Loup-Fork, qui viennent au-dessus, représentent probablement la fin du Miocène et le début du Pliocène ; en tout cas, la faune en est différente de celle de l'Europe.

On connaît mal les Mammifères du Pliocène inférieur en Europe. Dans le Pliocène moyen, on trouve des espèces se rapprochant de plus en plus des nôtres, ce sont : *Felis*, *Hyæna*, *Ursus*, pour les Carnivores ; *Rhinoceros* (*Rh. leptorhinus*), *Tapirus*, *Hipparion* pour les Périssodactyles ; parmi les Artiodactyles, *Sus*, *Cervus*, etc. ; dans les Proboscidiens, on trouve *Mastodon arvernensis*, mais les *Dinotherium* ont disparu (1).

Dans l'Amérique septentrionale, on attribue au Pliocène certaines couches de Loup-Fork remarquables par la présence de types venus de l'Amérique du Sud qui, jusque-là, présente une faune absolument distincte en ce qui concerne les Mammifères.

Ce sont surtout des Édentés disparus, les Glyptodontes, couverts d'une carapace de plaques dermiques osseuses, fortement unies, remarquables par la soudure des vertèbres et par leur crâne très court. La carapace formait un étui osseux à la queue. Mais les genres déjà existants poursuivent leur évolution. Les Carnivores, les Rongeurs, les Périssodactyles, les Artiodactyles (Suidiens et Ruminants), les Proboscidiens (*Mastodon*, *Elephas*) sont largement représentés.

(1) Les *Dinotherium* étaient des animaux de grande taille (4^m,50), voisins des Éléphants et des Mastodontes. Plusieurs caractères les en distinguent : 1° les incisives inférieures sont adaptées à la défense, les incisives supérieures manquent ; l'inverse a lieu chez l'Éléphant, et les quatre incisives des Mastodontes sont des défenses ; 2° les défenses courbées et dirigées vers le bas ; 3° un petit nombre de crêtes transversales, au plus trois, sur les molaires (il y en a de deux à cinq chez *Mastodon*, et vingt-sept chez *Elephas*).

Du Pliocène au Quaternaire, les faunes se suivent sans grandes lacunes; on trouve déjà, à la fin du Pliocène, *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros etruscus*, *Ursus arvernensis*.

Dès l'Eocène, la classe des Oiseaux est constituée avec les caractères distinctifs qu'on lui donne aujourd'hui. Les Oiseaux de l'Eocène inférieur sont encore peu connus. Ce sont des genres éteints dont la place dans l'évolution du groupe n'est pas aisément définissable. A l'époque éocène supérieure, la plupart des genres actuels étaient représentés par des formes qui, aujourd'hui, habitent les contrées les plus chaudes du globe.

Le Miocène est surtout riche en Oiseaux aquatiques qui, la plupart, vivent encore. Dans le Pliocène, les Coureurs se montrent dans l'Inde et dans l'Amérique méridionale.

Les grands Reptiles secondaires sont complètement éteints dès le début de l'ère tertiaire, et la classe n'est représentée que par des Rhynchocéphales, des Lacertiliens, des Ophidiens, des Chéloniens et des Crocodiliens qui se sont maintenus jusqu'à nos jours; le trait caractéristique de l'évolution de cette classe est qu'il n'apparaît plus aucun type nouveau.

Les Batraciens qui faisaient presque complètement défaut depuis le Trias (à l'exception d'un Urodèle trouvé dans le Wealdien de Bernissart, en Belgique) deviennent plus abondants dans l'Eocène, et tous les types apparaissent à peu près dans l'ordre évolutif que leur assignent l'anatomie et l'embryologie comparées.

Parmi les Poissons, le groupe des Téléostéens, dont l'importance contrebalançait celle des Ganoïdes, dans le système crétacique, prend la prépondérance et la conserve encore actuellement

Dans les Invertébrés, nous avons à constater la disparition des Ammonites et des Bélemnites. Mais il existe encore des Ammonoïdes tétrabranchiaux comme *Aturia* et *Nautilus*, et les Bélemnoïdes sont représentés par les genres *Sepia*, *Belosepia*, *Spirulirostra;* le sous-ordre des Octopodes apparaît dans le Pliocène. Par contre, les autres classes

de Mollusques sont amplement représentées par des formes de plus en plus voisines des genres contemporains. Les Gastéropodes prédominants sont les Cérithes, les Turritelles, les Planorbes et les Limnées, mais aucune forme nouvelle ne se montre, tous les groupes de la classe étant représentés dans l'ère secondaire.

Les Chamacés ont complètement disparu, à l'exception du genre *Chama* qui existe encore, et les Eulamellibranches prennent une extension considérable. Les couches tertiaires sont beaucoup plus riches en espèces que les couches crétaciques. Les Ostréidés, les Mytilidés et les Pectinidés occupent la première place.

Une particularité de la faune tertiaire est encore la disparition brusque des Brachiopodes. Les formes qu'on y trouve, sauf *Thecidium* et *Terebratella*, sont très anciennes et ont persisté jusqu'à l'époque actuelle (*Lingula*, *Discina*, *Rhynchonella*, *Terebratula*, *Crania*). C'est là un phénomène de persistance d'un type qui a déjà fixé notre attention (voir p. 459 et 461).

Dans l'ère tertiaire, les Crustacés ne présentent pas un aussi grand intérêt que les Insectes.

Ceux-ci sont surtout répandus dans les dépôts oligocènes. Les espèces sont voisines de celles qui existent actuellement, mais non identiques, et dans toutes les contrées où l'on trouve des Insectes oligocènes (Europe, Afrique, Amérique), le groupe présente une remarquable homogénéité. Ce fait, joint aux résultats donnés par la faune mammalogique, sera reproduit pour la flore ; on pourra en tirer cette importante conclusion que les trois grands continents actuels étaient réunis à l'époque oligocène.

Dans les Echinodermes, les Spatangoïdes se montrent durant toute l'ère tertiaire, tandis que les *Cidaris*, les *Diadema*, les *Salenia* perdent de leur importance. Beaucoup de ces formes existent encore : *Clypeaster* dans les mers chaudes, Spatangues dans la zone sublittorale, Salenies et *Cidaris* dans les grandes profondeurs.

La prédominance de la classe des Coralliaires (Alcyonnaires, Hexacoralliaires, Apores, Fungidés et Perforés) caractérise l'évolution de l'embranchement des Cœlentérés à l'époque tertiaire. L'importance de ces formes n'est pas diminuée aujourd'hui.

Enfin, parmi les organismes tout à fait inférieurs, la famille des Nummulites possède, au début de l'ère et dans la région méditerranéenne, une importance comparable à celle qu'ont eue les Coraux durant l'époque jurassique et les Rudistes durant les temps supra-crétaciques.

Flore. — L'évolution végétale est intéressante à étudier durant l'ère tertiaire. Au début, la liaison avec la flore supra-crétacique est évidente. On voit apparaître, peu à peu, les végétaux tropicaux actuels, qui ont conservé jusqu'à nos jours des caractères archaïques.

Dans l'Oligocène, la flore devient très riche, les arbres à feuilles caduques prennent une grande importance. Ils indiquent que des changements de saisons se produisaient à l'époque. Les Palmiers (*Phœnix*, *Chamerops*) sont associés à des Camphriers, à des Acacias, à des Chênes et à des Erables. Cette richesse de la flore persiste durant les temps miocènes. Les types qui, aujourd'hui, sont étrangers à l'Europe continuent à prospérer avec les plantes qui composent la majeure partie de notre végétation contemporaine. L'aspect des forêts devait être celui qu'offrent aujourd'hui celles des îles Canaries (A. de Saporta).

Dans le Pliocène, l'émigration lente des Palmiers vers le Sud se dessine nettement, et, à la fin de la période, il ne reste en Europe que *Chamerops humilis*, qui s'est maintenu, d'ailleurs, jusqu'à notre époque.

Les Séquoias et les Bambous résistent davantage, et la flore comprend surtout des espèces qui, aujourd'hui, sont prépondérantes au centre de la France, mêlées à d'autres qui sont, à l'époque présente, indigènes de l'Algérie, du Portugal et du Japon.

Un certain nombre d'espèces du Pliocène européen se trouvent aujourd'hui dans les forêts de l'Amérique.

CARACTÈRES STRATIGRAPHIQUES. — On divise l'ère tertiaire en deux systèmes : le système Eogène et le système Néogène, suivant que les conditions géographiques et biologiques sont différentes ou voisines des conditions actuelles.

I. *Système Eogène.*

SÉRIE ÉOCÈNE. — Si nous comprenons le sud de l'Angleterre comme complétant au Nord le bassin de Paris, nous

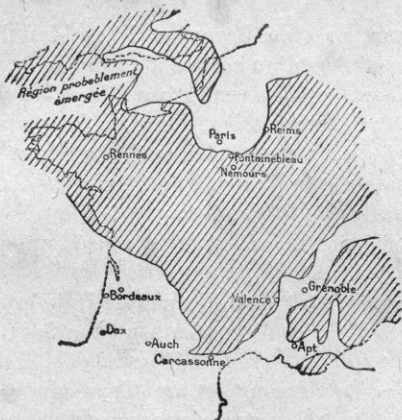


Fig. 121. — France à l'époque éocène.
La ligne de rivage correspond au dépôt du Calcaire grossier.
Les parties hachurées représentent les Terres.

aurons une région où la série éocène se montre très complètement développée (fig. 121).

La mer qui, à la fin de la période danienne, s'était retirée vers le Nord, prononce un mouvement d'invasion vers le Sud et vient déposer sur le bassin anglo-parisien des sédiments sableux (étage thanétien).

Ces sables se voient autour de Londres, où ils sont séparés de la Craie par une assise horizontale de silex. Leur faune est marine. Elle renferme des restes de Requins, avec des Mollusques marins : *Fusus*, *Scalaria*, *Nucula*, *Ostrea bellovacina*, *Cyprina*, *Astarte*, etc.

Ces sables ont couvert tout le nord de la France avec la Picardie et une partie de la Normandie. Autour de Valenciennes, le sable est aggloméré en un Tuffeau à *Cyprina planeta*. Près de Lille, l'étage est séparé de la Craie par une Argile qui englobe parfois des silex. Dans l'Aisne, le sable est moucheté de Glauconie et mêlé à des matières argileuses (Glauconie de la Fère) qui a fourni un Créodonte (*Arctocyon primevus*).

A Bracheux, près de Beauvais, les sables thanétiens se montrent au-dessus d'un cordon de silex à enduit vert. Ils sont très fossilifères et renferment beaucoup de Lamellibranches (*Ostrea bellovacina*, *Cucullea crassatina*, *Cardita pectuncularis*, etc.). Les sables de Bracheux se rencontrent encore à Chalons-sur-Vesles, à Jonchery, en d'autres points encore du bassin de Paris, avec une faune très riche.

Au Sud, l'étage thanétien n'est représenté que par des dépôts d'eau douce.

De ce nombre sont les Calcaires de Rilly et de Sézanne. Les Calcaires de Rilly ne contiennent que des Gastéropodes d'eau douce : *Physa*, *Paludina*, *Cyclostoma*, *Helix*.

Le Calcaire de Sézanne est un Travertin rempli d'empreintes végétales : Fougères des endroits humides, Algues, Characées, Hépatiques, Lauriers, Magnolias, Noyers. La Vigne et le Lierre y sont représentés par des espèces à peine différentes des espèces actuelles.

En coulant du plâtre dans les cavités du Travertin, on a reconstitué les parties délicates de ces plantes, entre autres les fleurs avec leurs étamines ; en même temps ont été reproduites les formes d'Insectes et de Crustacés qui fréquentaient le lac de Rilly (Munier-Chalmas). L'étude du Travertin, des galets roulés, des graviers qui le séparent de la

Craie, semble prouver qu'il se trouve sur l'emplacement d'une ancienne cascade qui, si l'on en juge par la flore, devait compléter un paysage d'aspect tropical (A. de Saporta).

Le Calcaire de Rilly et le Travertin de Sézanne sont les dernières traces du dépôt sédimentaire thanétien. La mer thanétienne s'est retirée partiellement, laissant dans le bassin anglo-parisien un système de lagunes qui se traduit, pour nous, par des sédiments d'Argile plastique avec intercalations de Lignites. Autour de Londres, ces dépôts forment les couches de Woolwich, mélange d'Argiles, de galets siliceux et de sables, avec faune saumâtre, marine et fluviatile. On y a trouvé un Artiodactyle (*Coryphodon*), un Oiseau (*Gastornis*) ayant des rapports reptiliens assez accentués (1) et mesurant deux fois la taille d'un homme. Des Poissons, des *Cerithium*, des *Ostrea* (*O. bellovacina*), des *Cyrena*, des *Paludina*, des *Planorbis*, s'associent, dans ces couches, à des plantes terrestres (*Laurus*, *Robinia*, *Ficus*). Au-dessus des couches de Woolwich viennent les sables d'Oldhaven, à fossiles marins et à silex roulés. Ces deux assises semblent indiquer l'emplacement d'un estuaire plutôt que d'une lagune, et la position de cet estuaire coïncide, à peu près exactement, avec celle des couches purbeckiennes et wealdiennes.

Dans l'île de Wight et dans le Hampshire, les dépôts sparnaciens se sont opérés, tandis que les dépôts thanétiens ne s'y étaient pas effectués.

En France, le littoral de la Manche présente çà et là des lambeaux de l'étage sparnacien. En Flandre et dans le nord de la France, les dépôts sont formés d'Argiles plastiques, de Lignites et de sables. En Picardie, l'Argile plastique montre, à sa base, des Calcaires lacustres, au-dessus desquels viennent des Lignites à *Melania inquinata*, à *Ostrea bellovacina* et à *Cyrena cuneiformis*, puis viennent les sables marins de

(1) Par exemple, les sutures des os du crâne ne sont pas fusionnées, caractère que ne présente pas l'*Archæopterix;* la mâchoire inférieure est creusée d'alvéoles; les os du bassin sont distincts.

Sinceny, homologues des sables d'Oldhaven et contenant les fossiles des Lignites.

Près de Reims, à Cernay, un sable homologue de celui de Rilly porte un Conglomérat, puis une Marne, dont la faune de Mammifères est très intéressante (*Arctocyon*, *Plesiadapis*, *Neoplagiaulax*). On y trouve aussi le *Gastornis* avec des Tortues et un Rhynchocéphale (*Simiedosaurus*) de 3 mètres de long. Puis viennent les Lignites et l'Argile plastique contenant *Melania inquinata*, *Cerithium turris*, *C. variabile*, etc.

A Ay, on a trouvé encore une faune considérable de Mammifères dans des Marnes gypsifères renfermant des *Cerithium* et des *Cyrena*.

Aux environs immédiats de Paris, les dépôts sparnaciens sont formés : 1° d'un Conglomérat (Conglomérat de Meudon) à *Coryphodon*, à *Gastornis* et à *Crocodilus ;* 2° d'Argile plastique à *Physa Heberti*, à *Unio antiqua*, à Anodontes et à Paludines. Cette Argile est lignitifère à Vaugirard et surmontée d'une Argile rougeâtre et grise (fausses glaises) subordonnée à la véritable Argile plastique (glaise) et séparée d'elle par un sable dit *sable d'Auteuil*.

Dans le Vexin, l'argile plastique est mêlée de sables et renferme, à Neaufles, un grand nombre d'ossements de Tortues, de Mammifères et de Crocodiles, avec un Ganoïde (*Lepidosteus*).

Autour de Montereau, l'Argile occupe des poches dans la Craie et est associée au Poudingue de Nemours, à silex roulés, cimentés par une matière siliceuse. Cette Argile, très pure, est employée à la fabrication de la porcelaine.

L'étage Yprésien marque un retour du régime marin franc qui a déposé autour de Londres une Argile (London Clay), où l'on a trouvé *Nautilus*, *Belosepia*, *Fusus*, *Hemiaster*, et des Foraminifères. Les Poissons y abondent et, avec eux, des ossements de Mammifères (*Didelphys*, *Coryphodon*, *Hyracotherium*), d'Oiseaux, de Tortues, et, çà et là, des débris de végétaux (île de Sheppey).

En Flandre, le régime marin est encore plus accentué. On peut distinguer deux horizons : l'Argile de Flandre et les sables de Mons-en-Pévèle, contenant des Foraminifères (*Nummulites planulata*).

A l'est de Paris, la mer Yprésienne a déposé les sables du Soissonnais (épais de 50 mètres dans l'Aisne), caractérisés par *Nummulites planulata* (fig. 122). Ils contiennent souvent des rognons calcaires ou dolomitiques (têtes de chat). La partie supérieure des sables du Soissonnais est très riche en fossiles. On y distingue deux horizons, celui d'Aizy et celui de Cuise-la-Motte, près de Compiègne. Dans le premier dominent : *Rostellaria Geoffroyi*, *Cerithium gibbulosum*, *Turritella edita*, *Pectunculus ovatus*. A Cuise, on trouve abondamment *Cerithium papale*, *C. acutum*, *C. detritum*, *C. nudum* (fig. 123), *Nummulites planulata*, *Melania vulcanica*, etc.

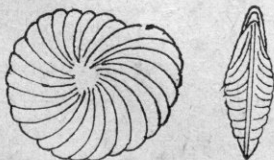


Fig. 122. — *Nummulites planulata*.

Près de Soissons, à Belleu, les sables de Cuise sont dominés par un Grès grossier employé au pavage, et qui est riche en empreintes de Dicotylédones (*Salix*, *Ficus*, *Populus*, *Cinnamomum*). C'est l'horizon le plus élevé de l'étage Yprésien.

Durant l'époque Lutétienne, les eaux marines envahissent davantage le sud et l'est du bassin de Paris. On peut distinguer dans l'étage trois divisions. La plus inférieure est le Calcaire à *Nummulites lævigata*, à *Turritella imbricataria* (fig. 124) et à *Cardita planicosta* (fig. 125); elle se montre en discordance avec les sables de Cuise. La division moyenne est caractérisée par *Cerithium giganteum* (fig. 126) et par des Miliolites. La division supérieure débute par le banc vert (lacustre) et se termine par des



Fig. 123. *Cerithium nudum*

couches saumâtres (caillasses). L'étage lutétien tout entier est calcaire et fournit la pierre à bâtir des environs de Paris; c'est à cet ensemble qu'on donne le nom de *Calcaire grossier* (fig. 127).

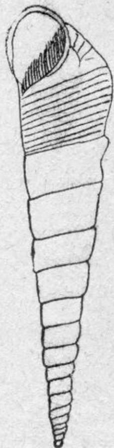


Fig. 124. *Turritella imbricataria.*

Le Calcaire à *Nummulites lævigata* débute par un Poudingue calcaire à grains de silex et de Glauconie contenant des dents de squales (fig. 128); dans le Soissonnais, c'est un sable calcaire souvent aggloméré en une pierre à bâtir (pierre à liards), avec *N. lævigata* et *N. numismalis*.

A Paris, au-dessus du Poudingue glauconieux, se trouve un Calcaire glauconieux contenant force moules de Coquilles (banc Saint-Jacques). Ce Calcaire est sableux à Grignon et contient, à Villiers-Neauphle, beaucoup de *Cerithium*.

La zone supérieure au banc Saint-Jacques est le banc Saint-Leu qui donne une pierre fine et grasse (l'Isle-Adam, Creil, etc.); on y recueille *Lucina gigantea*, *Fimbria lamellosa* et parfois, comme à Pont-Sainte-Maxence, *Nautilus Lamarcki*. Le Calcaire à *Cerithium giganteum* et à *C. serratum* (fig. 129) est le banc à Vérins des carriers; c'est une pierre dure et très riche en Coquilles; il est sableux à Grignon, dur à Vaugirard, et renferme beaucoup d'Oursins.



Fig. 125. — *Cardita planicosta.*

Dans le Vexin, toute la base du Lutétien est une masse glauconieuse donnant une pierre à constructions.

En Champagne, c'est un sable calcaire marneux (falun) auquel appartiennent les gisements de Damery (fig. 130) et de Fleury-la-Rivière.

Le Calcaire à Miliolites forme des bancs peu agrégés et minces (vergelés et lambourdes) donnant parfois des pierres de taille tendres (Chantilly). Sa partie supérieure renferme

Orbitolites complanata, *Cerithium lamellosum*; cette assise, souvent sableuse, contient des *Triloculines* en abondance. On donne à ces Foraminifères le nom de *Miliolites*, à cause de leur ressemblance avec des graines de Millet. Ce Calcaire a dû se former en eaux peu profondes, car il renferme souvent des Algues calcaires de la famille des Siphonées.

Le Calcaire grossier supérieur ou Calcaire à Cérithes est assez complexe. Le banc le plus inférieur (banc Saint-Nom) est marin et renferme une assez grande variété de *Cerithium* (*C. angulosum*, *C. interruptum*, etc.). Au-dessus vient un banc lacustre, le banc vert, couche marneuse reposant quelquefois sur une Argile lignitifère à Limnées, à Paludines, à *Cyclostoma mumia*, à Poissons. On y a trouvé un Périssodactyle (*Lophiodon*) et des végétaux.

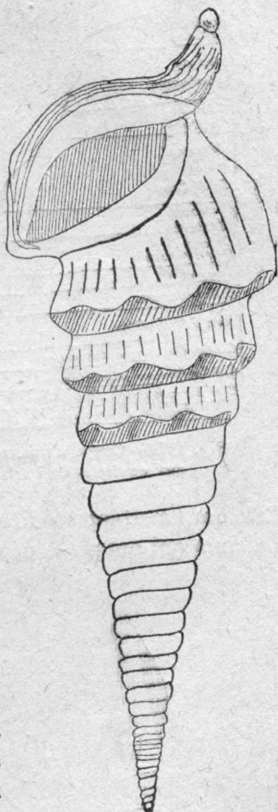


Fig. 126. – *Cerithium giganteum.*

Le banc vert est subordonné au Cliquart, qui renferme la faune du banc Saint-Nom et est exploité pour la pierre à bâtir qu'il donne (liais). Les zones suivantes se sont formées dans des estuaires ou dans des lagunes (bancs francs) et sont caractérisées par l'abondance des *Cerithium* (*C. cristatum* [fig. 131], *C. angulosum*, *C. lapidum* [fig. 132]), des *Lucina* (*L. saxorum*) et des *Natica* (fig. 133). La roche de Paris, qui vient au-dessus, renferme la même faune.

Les Caillasses qui terminent le Lutétien sont des lits

minces de Marnes parfois magnésiennes, alternant avec des Calcaires compacts et des lits siliceux. On appelle *rochettes* les caillasses coquillières ; elles renferment les genres *Corbula*, *Anomia*, *Cerithium*. Les Caillasses sans coquilles sont des Calcaires compacts, crayeux ou sableux, des lits de silex ou des Marnes. Les Caillasses sans coquilles renferment de l'Albâtre (Gypse translucide), qui témoigne d'une évaporation accomplie dans les lagunes. Quand le Gypse manque, ce qui arrive dans la plupart des affleurements, c'est que les eaux de pluie ont dissous le sulfate de Calcium, mettant en liberté la Silice et le carbonate de Calcium qui ont pu se déposer dans l'eau saturée de sulfate.

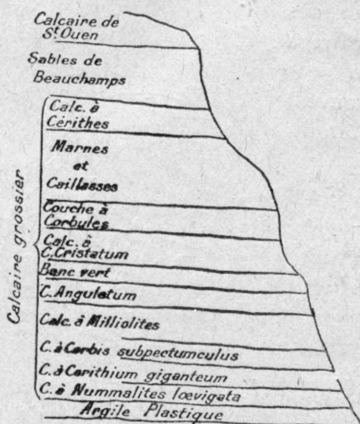


Fig. 127. — Coupe d'une carrière aux environs de Paris.

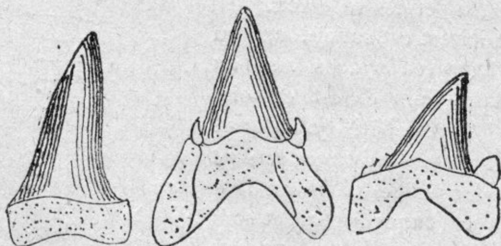


Fig. 128. — **Dents de squales éocènes.**

C'est pour cela que les cristaux de Quartz et de Calcite sont si nombreux dans les Caillasses (Munier-Chalmas).

L'étage lutétien se retrouve avec ses caractères paléonto-

logiques dans le bassin de Londres (couches de Bagshot, de Bournemouth et de Bracklesham). On peut y observer le facies marin (Bracklesham) et le facies continental (Bournemouth).

Dans le bassin parisien, à l'émersion finale du Lutétien, a succédé un retour de la mer moins prononcé, toutefois, que la transgression lutétienne, et déposant sur les Caillasses une assise sableuse dite *sables de Beauchamps*. On y distingue trois horizons : celui d'Auvers ou horizon inférieur, celui de Beauchamps ou horizon moyen, et celui de Mortefontaine ou horizon supérieur.

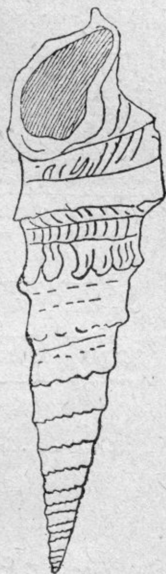


Fig. 129. *Cerithium serratum.*

L'horizon d'Auvers est caractérisé par des fossiles roulés, brisés, des galets siliceux ou calcaires perforés par des Lamellibranches lithophages. On y trouve : *Cerithium trochiforme*, *Fusus minax*, *Nummulites variolaria*, *Turritella Heberti*, etc.

A Beauchamps, près d'Herblay, le second horizon est formé d'un Grès et d'un sable blancs contenant : *Ostrea cucullaris*, *Cyrena deperdita*, *Lucina saxorum* (fig. 134), *Cerithium mixtum*, *C. mutabile*, *C. tuberculosum*, *C. Bouei*. Dans le Valois, l'horizon à *C. mixtum* est remplacé par un Calcaire lacustre (Calcaire de Ducy) à Limnées. A Beauchamps même, ce Calcaire est peu accusé; il est subordonné à une Marne qui forme, à Mortefontaine, le troisième horizon des sables de Beauchamps, et est caractérisée par *Cer. tricarinatum*, *C. Cordieri*, *Fusus subcarinatus* et *Corbula angulata*. A Saint-Cloud, les sables de Beauchamps remplissent des ravinements que l'érosion avait creusés dans les caillasses lutétiennes.

Un facies lacustre, succédant aux sables marins de Mortefontaine, termine l'étage bartonien. Ce facies lacustre est

déterminé par le Calcaire de Saint-Ouen, ensemble de Marnes, de Silex et de Calcaire en plaquettes contenant : *Limnea longiscata* (fig. 135), *Cyclostoma mumia* (fig. 136), des Planorbes (*Planorbis rotundatus* [fig. 137]), des Paludines (fig. 138), etc.

A Damery, le calcaire de Saint-Ouen repose, en concordance, sur le Lutétien. Le facies n'est franchement lacustre qu'à la partie supérieure de l'assise, la base en est saumâtre.

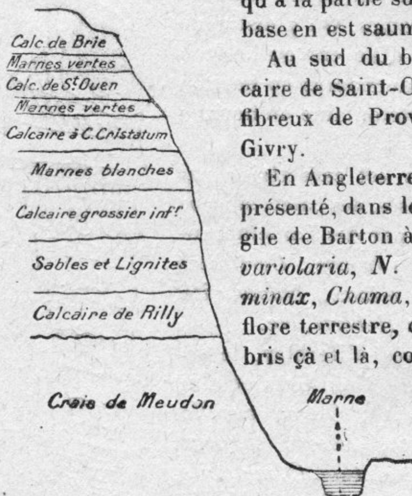


Fig. 130. — Coupe du ravin de Damery.

Au sud du bassin parisien, le Calcaire de Saint-Ouen passe au calcaire fibreux de Provins et au marbre de Givry.

En Angleterre, le Bartonien est représenté, dans le Hampshire, par l'argile de Barton à fossiles marins (*Num. variolaria*, *N. Prestwichiana*, *Fusus minax*, *Chama*, *Oliva*, *Arca*, etc.). La flore terrestre, dont on trouve les débris çà et là, contient des Lauriers et des Palmiers. Dans l'île de Wight, le Bartonien est terminé par les assises de Headon, épaisses de 70 mètres, qui renferment, à la base, les Limnées et les Paludines du Calcaire de Saint-Ouen. Les couches moyennes de Headon sont marines, et le facies lacustre réapparaît dans les couches supérieures.

A l'époque ludienne, le bassin de Paris était couvert de lagunes, où l'eau de mer s'évaporait en déposant du Gypse et du sel marin. Celui-ci, dissous ultérieurement par les eaux de pluie, n'a laissé, comme traces de son existence, que des trémies qu'on retrouve dans les Marnes. L'âge ludien est par excellence l'âge du Gypse parisien.

La base en est représentée par le sable d'Argenteuil, à *Cer. concavum*, *C. cordieri*, *C. tricarinatum*. Ces sables sont couronnés par un lit de Calcaire lacustre bien visible à Noisy-le-Sec.

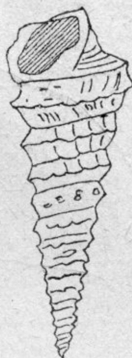


Fig. 131. *Cerithium cristatum.*

Au-dessus commencent les formations gypseuses (fig. 139) par la quatrième masse, surmontée à Montretout, à Argenteuil, par une marne marine à *Pholadomya ludensis*. Vient ensuite la troisième masse du Gypse surmontée d'une marne jaune à *Lucina inornata*, surmontée de la deuxième masse du Gypse à *Cer. pleurotomoïdes* et *C. tricarinatum*. Cette deuxième masse du Gypse est subordonnée à une marne contenant des cristaux de Gypse en fer de lance, puis vient une Marne à Silex, et l'étage se termine par la première masse ou haute masse du Gypse dans laquelle ont été trouvés les Mammifères tertiaires reconstitués par Cuvier (*Paleotherium*, *Anoplotherium*, *Xiphodon*). La régularité des dépôts gypseux indique une précipitation immédiate du sel dans des lagunes, où débouchaient des cours d'eau amenant avec eux les cadavres des Mammifères précités.

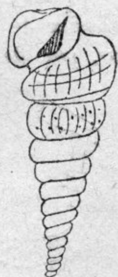


Fig. 132. *Cerithium lapidum.*

Près de Paris, à Champigny, l'étage du Gypse se transforme en Travertin. Ce Calcaire est, dans cette localité, remarquable par ses veines de Calcédoine; il domine les Marnes à *Phol. ludensis*, et est recouvert par des Marnes à *Hystia plicata* et par des Argiles vertes.

Ce facies se prolonge au Sud et à l'Est, on le trouve sur le plateau de la Brie, et aussi aux environs de Mantes, de Chartres et de Fontainebleau.

A Ludes (Marne), le Gypse est représenté par des Marnes peu épaisses à *Pholad. ludensis*.

Le Ludien anglais consiste seulement en un Calcaire la-

custre (Calcaire de Bembridge, dans l'île de Wight), qui renferme des ossements d'*Anoplotherium* et de *Paleotherium* avec des coquilles de Limnées, de Paludines et de Planorbes. Les assises supérieures de Bembridge sont oligocènes.

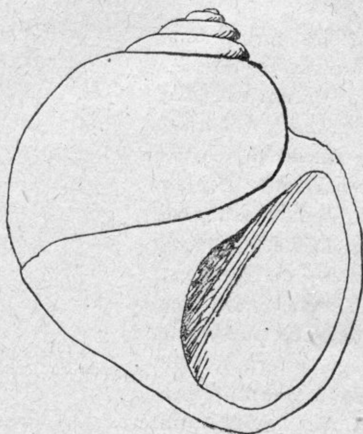


Fig. 133. — *Natica*.

Dans le sud-ouest de la France, l'Eocène est particulièrement remarquable par les formations nummulitiques.

L'assise la plus inférieure de l'Éocène est, dans le bassin de la Gironde, un sable argileux rencontré par des sondages et qui a donné *Nummulites lucasana*, *N. perforata*, *N. spira*. Vient ensuite le Calcaire grossier de Blaye, caractérisé par *Echinolampas stelliferus*, par des Miliolites, par *Cerithium angulosum* et par *Echinolampas girondicus*. Ces couches semblent se rapporter au Lutétien.

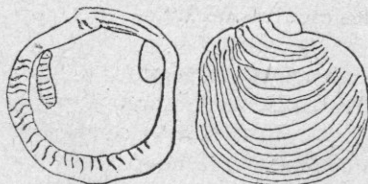


Fig. 134. — *Lucina saxorum*.

Au-dessus vient un Cacaire, tantôt lacustre (à *Limnea longiscata*), tantôt saumâtre (à *Cerithium interruptum* et à *C. perditum*), qui correspondrait au Bartonien.

Le Ludien comprendrait le Calcaire marin de Saint-Estèphe, qui renferme des fossiles voisins de ceux du Calcaire grossier. La position de ce Calcaire n'est pas encore bien nettement précisée.

Dans les Pyrénées, on trouve surtout un régime de sédiments à Foraminifères (Miliolites, Alvéolines, Nummulites).

L'Eocène inférieur des Basses-Pyrénées est formé de Conglomérats, de Marnes et de Calcaires à *Nummulites spileccensis*, à *Operculina Heberti* et à Alvéolines.


Fig. 135. *Limnea longiscata.*

A Biarritz, l'Éocène ne se montre qu'à partir du Bartonien. On y observe des Marnes et des Argiles à Serpules, à Echinides et à Nummulites, qui appartiennent au Bartonien. L'assise supérieure est formée de Grès à *Operculina* (*O. ammonea*), avec les espèces *Eupatagus ornatus*, *Nummulites intermedia*, et les genres *Echinolampas* et *Schizaster*.

Dans l'Ariège et dans la Haute-Garonne, les Calcaires à Miliolites surmontent le Danien à *Micraster tercensis*. Ils sont recouverts par un ensemble très puissant de Marnes, de Calcaires, de Grès marins et de Poudingues (Poudingue de Palassou) remplis d'Alvéolines, de Nummulites et d'Orbitolines.

En allant vers l'Ouest, le Poudingue prend de plus en plus d'importance, il surmonte partout les couches à Nummulites, et sa stratification extrêmement confuse atteste les mouvements qui ont dû se produire à cette époque, et préludaient au mouvement général qui a élevé les Pyrénées.


Fig. 136. *Cyclostoma mumia.*

Dans l'Ariège, la base des Poudingues de Palassou est formée par un Calcaire lacustre; dans les Corbières, le Lignite se montre à cet horizon avec des ossements de *Paleotherium* et de *Lophiodon*.

En Provence, le Danien lacustre est surmonté par une assise de Marnes rouges au milieu desquelles apparaît un Calcaire lacustre à Physes (fig. 140) et à Planorbes, qu'on rapporte au début de l'Éocène. Les Calcaires supérieurs (Calcaire de Montaiguet) sont aussi

lacustres, mais leurs homologies avec les couches parisiennes ne sont pas encore exactement précisées.

Aux environs d'Aix se rencontre un Conglomérat surmonté d'Argiles et de Calcaires, ceux-ci renferment *Limnea longiscata*. La fixation de ces assises n'est probablement pas définitive : pour les uns, l'ensemble est bartonien ; pour les autres, l'assise à Limnées doit être séparée et rangée dans le Ludien. Au-dessus vient une formation gypsifère ludienne (A. de Saporta) ou oligocène (Fontannes).



Fig. 137. *Planorbis rotundatus*.

Du côté d'Apt, l'Éocène débute par des sables versicolores bien distincts du Crétacique sous-jacent. Le Calcaire qui les surmonte contient des fossiles du Lutétien. Le Bartonien est représenté par des assises alternant de Sables jaunes et d'Argiles vertes. Le Ludien présente le même facies, les Sables sont, çà et là, gypsifères, et à la Débruge, près de Gargas, subordonnés à une Argile lignitifère renfermant plusieurs espèces de *Paleotherium*, des restes d'*Anoplotherium*, de *Xiphodon*, de *Cheropotamus*, etc.



Fig. 138. *Paludina*.

Pour retrouver le facies nummulitique, il faut suivre la chaîne des Alpes, le long de l'axe cristallin ; par la Savoie et par la Suisse, on gagne l'extrémité du massif et l'on y trouve l'Éocène nummulitique représenté par un Calcaire et par le Flysch.

Ce dernier nom a été donné à un ensemble de Schistes et de Grès dans lesquels abondent les empreintes d'Algues (Fucoïdes, Chondrites, Helminthoïdes, Myrianites, etc.).

Le Flysch est toujours supérieur au Calcaire. Celui-ci est généralement dur et cristallin ; au milieu du massif montagneux, il est souvent porté à de grandes hauteurs. Dans la plupart des cas, la pierre est uniquement constituée par

l'accumulation de Nummulites, dont la taille atteint celle d'une pièce de 5 francs. Si le Calcaire est remplacé par des Grès ou par des Marnes, les Foraminifères n'y sont pas moins abondants.

Le Calcaire nummulitique alpin représente, semble-t-il, le Lutétien, le Bartonien et une partie du Ludien. Le Flysch, dans lequel abondent parfois les Grès tendres à ciment calcaire (*Macignos*), paraît être un facies de l'Éocène supérieur, peut-être même de l'Oligocène.

Plus au Sud, dans les Apennins et en Toscane, la mer à

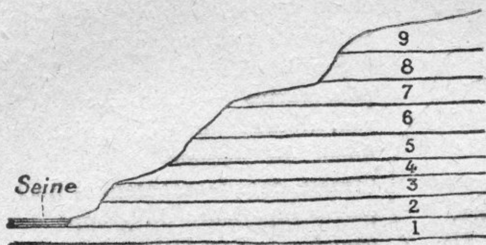


Fig. 139. — Coupe de la colline de Montmartre.

9. Première masse du Gypse. — 8. Marne à Silex. — 7. Marne à Gypse en fer de lance. — 6. Deuxième masse de Gypse. — 5. Masse à *Lucina inornata*. — 4. Troisième masse de Gypse. — 3. Marne à *Pholadomya ludensis*. — 2. Quatrième masse du Gypse. — 1. Grès et sable d'Argenteuil.

Nummulites a laissé d'abondants dépôts. Dans le Vicentin, les horizons à Nummulites se retrouvent encore ; le plus inférieur paraît correspondre à l'Yprésien ; le Lutétien et le Bartonien sont également bien représentés, ainsi que le Ludien qui se confond avec l'Oligocène.

A l'est de cette région, le Calcaire à Nummulites et le Flysch se poursuivent, mais la transition entre le Danien et l'Éocène est sensible.

En Hongrie, en Russie, dans les Balkans, la mer à Nummulites a laissé des dépôts importants qui, par la Syrie et par l'Arabie, gagnent les Indes.

Dans ce pays, une large bande de l'Eocène s'étend sur 300 kilomètres, du golfe de Bengale à l'Himalaya.

Dans le Turkestan et dans le Pamir, les Nummulites disparaissent.

Dans le Dekkan, le Danien et l'Éocène sont réunis par une série de couches lacustres à Limnées, surmontées par le calcaire à Nummulites du Penjab.

La mer à Nummulites a encore couvert l'est de l'Algérie, la Tunisie, et a laissé des dépôts considérables en Égypte et en Lybie; cet océan descendait au Sud jusqu'à Madagascar, et on trouve, à la Nouvelle-Zélande, des sédiments nummulitiques.



Fig. 140. — *Physa.*

Sur la côte est des États-Unis, les dépôts marins éocènes suivent le littoral et vont creusant un golfe qui atteint le confluent du Missouri et du Mississipi. A l'Ouest, dans les montagnes Rocheuses, la partie supérieure du groupe de Laramie (couches de Fort-Union) doit être rapportée à l'Éocène inférieur.

Ces assises sont surmontées par des dépôts lacustres (couches d'Arapaho, de Denver, de Puerco et de Wasatch) appartenant à l'Eocène inférieur. L'Éocène moyen comprend les assises de Manti, d'Amyzon, de Wind-River et de Green-River, et la fin de la période a été marquée par le dépôt des couches d'Uinta.

Les couches éocènes se montrent dans l'Amérique méridionale, sur une étendue de 20 degrés. Les formations sont d'origine lacustre et renferment un grand nombre de Mammifères particuliers à la contrée, ce qui rend presque impossible à établir le parallélisme entre ces assises et celles de l'Europe.

Il est probable que, pendant toute l'ère tertiaire, l'Amérique du Sud formait un continent séparé du continent boréal et uni seulement à l'Australie. Les premières couches

tertiaires sont étendues le long du Rio-Negro, elles ont fourni quelques Mammifères (Plagiaulacidés, Édentés), avec des Crocodiles et des Dinosauriens ; on les assimile aux couches de Puerco (Ameghino).

Au-dessus vient la formation de Santa-Cruz, qui renferme des Toxodontes, des Macrauchénidés (1) et des Rongeurs, avec des Glyptodontes, des Édentés et des Singes platyrhiniens (Ameghino). Les couches de Santa-Cruz sont rapportées à la partie moyenne et supérieure de l'Éocène.

Des gisements tertiaires ont été relevés au Groenland et au Spitzberg. Ce sont des gisements de Lignites avec une flore qui est très intéressante au point de vue des renseignements qu'elle donne sur le climat des régions arctiques.

On y a trouvé de grandes Fougères, des Conifères, des Monocotylédones, et, parmi les Dicotylédones, des Noyers, des Platanes, des Chênes, des Séquoias et des Magnolias. On n'y trouve pas de Palmiers, et les Laurinées y sont exceptionnelles.

Le point le plus septentrional où cette flore ait été observée est la terre de Grinnel, par 82° de latitude. Là, les Sapins, les Cyprès, les Bouleaux et les Peupliers croissaient au voisinage de lacs couverts de Nénuphars. Ce qui indique un climat normal analogue à celui des Vosges actuelles.

Les Magnolias y faisaient défaut, mais ils croissaient dans le Groenland par 70° de latitude, ce qui donne une moyenne annuelle de 12°. Nous verrons que la flore tertiaire arctique est celle du Miocène d'Europe. Il est donc possible que les végétaux de cette flore aient apparu d'abord aux environs du pôle et aient émigré lentement vers le Sud par suite du refroidissement. Il est à remarquer, en effet, que les Palmiers

(1) Les Toxodontes sont des Mammifères disparus, à tarse sérié comme celui des Condylarthres et quelquefois alterné, les molaires lophodontes sont à croissance continue. Les Macrauchénidés sont des Périssodactyles à tarse et à carpe sériés, rappelant par le reste du squelette la constitution des Tapirs et des Equidés. Dans les deux groupes, la dentition est complète.

qui ont apparu d'abord en Europe durant les temps supra-crétaciques n'ont jamais dépassé, au Nord, le cercle polaire.

SÉRIE OLIGOCÈNE. — *Distribution géographique.* — On divise la série oligocène en deux étages seulement : le Tongrien à la base et l'Aquitanien au sommet. Ils ne présentent ni l'un ni l'autre une grande diversité de facies, et nous pouvons les étudier dans le bassin de Paris (fig. 141).

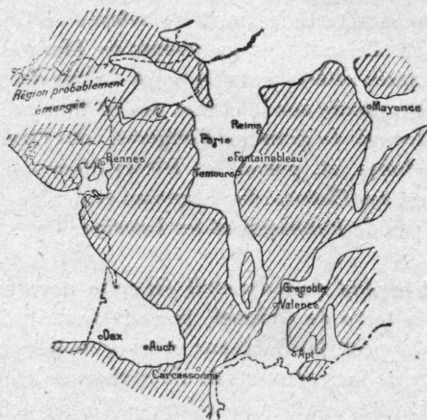


Fig. 141. — France oligocène vers l'époque du dépôt des sables de Fontainebleau. Les parties hachurées sont des terres émergées.

Dans cette région, il n'y a pas de transition nette entre le Ludien supérieur et le Tongrien inférieur (sous-étage Sannoisien).

On attribue au Tongrien les Marnes qui surmontent la première masse du Gypse parisien. Elles contiennent, à Pantin, des Limnées (*L. strigosa*), des Bythinia et des Planorbes, avec des ossements de *Xiphodon*. Ces Marnes attestent l'existence d'une lagune qui s'étendait jusqu'à Château-Thierry. Les Marnes à *Xiphodon* sont subordonnées, à Pantin, à des glaises vertes à fossiles d'eau saumâtre indi-

quant une tendance au retour de la mer (*Cyrena convexa*, *Cerithium plicatum*, *C. trochleare* [fig. 142]).

A Sannois, près d'Argenteuil, aux glaises vertes succèdent des Marnes marines à *Cytherea incrassata*, *Cerithium conjunctum* associés aux fossiles des glaises.



Fig. 142.
Cerithium trochleare.

Dans l'Est, ces Marnes sont surmontées par le Calcaire lacustre de la Brie, tantôt marneux, tantôt compact et imprégné de Silice, quelquefois transformé en meulière. Cette pierre, exploitée parfois pour les constructions, forme une grande partie du plateau de la Brie et disparaît aux environs d'Étampes. Autour de Fontainebleau, le Calcaire de Brie devient plus compact et forme une remarquable pierre à bâtir, la pierre de Château-Landon.

Ces différentes assises lacustres, lagunaires ou saumâtres, se sont déposées durant l'époque sannoisienne, puis le retour de la mer s'est accentué, et ses rivages dépassent ceux de la mer éocène. Des sables ont été déposées en grande abondance, sables qui ont été, en beaucoup de points, enlevés par l'érosion.

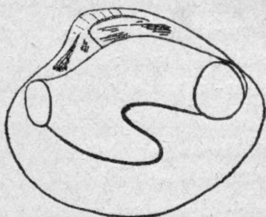


Fig. 143.
Ostrea cyathula.

Autour de Paris, la base du sous-étage stampien est formée par une Marne renfermant de nombreuses Huîtres (*Ostrea cyathula* [fig. 143], *O. longirostris*), et, çà et là, des Oursins (*Scutulum parisiense*). A Juvisy, la Marne passe à un Calcaire rempli de Miliolites. Ces Marnes passent, au sud de Longjumeau, à un Grès tendre, marneux et calcarifère, dit *Mollasse*, renfermant quelques fossiles (*Perna Heberti*, *Ostrea cyathula*, *Cerithium plicatum*). La masse importante de sables qui vient ensuite, décrite sous le nom de *sables de Fontainebleau et d'Étampes*, est un ensemble de sables et

de faluns renfermant tantôt des fossiles de rivage (faluns de Jeurre), tantôt des espèces de mer profonde (sables de Morigny). A Etrechy se trouve un horizon littoral à dents de Squales (*Lamna*, *Myliobates*) et à ossements d'*Halitherium*. La zone de Vauroux renferme des fossiles d'estuaire (*Lucina*, *Corbulomya*), tandis que, dans les faluns de Pierrefitte, la faune marine se distingue par l'abondance des *Murex* et des *Fusus*. Au-dessus de l'horizon de Pierrefitte viennent les sables de Saclas, à dents de *Lamna*. L'ensemble est couronné par les sables d'Ormoy auxquels appartiennent les bancs de Grès de la forêt de Fontainebleau. Ces Grès ne se trouvent qu'au sommet de la masse sableuse sous forme de tables disposées en bancs parallèles séparés par des zones sans Grès (Douvillé). Quand les Grès font défaut, les sables sont blancs et très purs, on y trouve un petit nombre de fossiles (*Potamides Lamarcki* [fig. 144], *Cerithium plicatum*, *Cytherea incrassata* [fig. 145], *C. splendida* [fig. 146], *Murex conspicuus*).


Fig. 144. *Potamides Lamarcki.*


Fig. 145. *Cytherea incrassata.*

Aux environs immédiats de Paris, les sables qui surmontent les Marnes à Huîtres sont fins et jaunes, fréquemment rosés et dépourvus de fossiles.

Dès le début de l'époque aquitanienne, la mer a quitté le bassin de Paris, et un grand lac (lac de Beauce) a occupé tout le bassin, s'étendant à l'Est jusqu'en Champagne, dépassant au Nord le Valois. En général, la formation lacustre débute par des Marnes à *Cyclostoma antiquum*, et à *Potamides Lamarcki*. A ces marnes succède la Meulière de Montmorency, qui représente la partie siliceuse et décalcifiée de l'ancienne formation lacustre.

Les Marnes sont, en certains points, remplacées par des sables, où l'on a trouvé des ossements d'Artiodactyles (*An-*

thracotherium magnum), de Périssodactyles (*Aceratherium*, ancètre du Rhinocéros) et de Tragulidés (*Gelocus*). Au-dessus vient le Calcaire de Beauce, entrecoupé de silex et de sables ligniteux, contenant des Limnées.

Dans la Beauce, on reconnaît deux horizons du Calcaire. A la base, le Calcaire à Limnées, dépourvu de silex (*Limnea cornea*, *L. Brongniarti*, *Helix Munieri*, *H. Ramondi*, *Planorbis Cornu*, *Potamides Lamarcki*). Ce Calcaire correspond à la Meulière de Montmorency, et passe, à la partie supérieure, à des Marnes blanches contenant de l'Opale et ayant fourni des Tragulidés (*Amphitragulus*) et un Tapir.

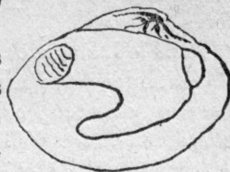


Fig. 146.
Cytherea splendida.

Au-dessus du Calcaire viennent des glaises, des sables siliceux et des Grès calcaires, à l'ensemble desquels on donne le nom de *Mollasse du Gâtinais*. Plus on s'avance vers l'Ouest, plus les nodules calcaires abondent. Ils finissent par former une assise continue qui est le Calcaire de l'Orléanais renfermant beaucoup de Gastéropodes pulmonés (*Helix*).

Ce facies de l'Oligocène se retrouve dans beaucoup de régions de la France.

Dans le Sud-Ouest, les assises sont différentes, car il s'est établi un conflit entre le régime marin et le régime lagunaire, qui n'a pris fin qu'avec la période. C'est là un fait important, car, à l'époque aquitanienne, la mer avait abandonné les territoires français.

Le sous-étage sannoisien est représenté par une succession de Marnes, de Calcaires et de Mollasses, dans lesquels on trouve des fossiles marins, des coquilles d'eau douce et des restes de Mammifères (*Paloplotherium*, *Paleotherium*, *Xiphodon*).

Durant l'époque stampienne, le régime marin paraît l'emporter à l'Ouest. On trouve des Calcaires grossiers à Oursins (*Echinolampas*, *Periaster*). Vers l'Est, cette assise est très

mince et couronnée par une Mollasse (Mollasse de l'Agenois) qui s'étend également vers le Sud. On y a trouvé *Anthracotherium magnum* et *Paloplotherium*. En étudiant la limite du Calcaire à Echinodermes, on reconnaît qu'à cette époque le Bordelais formait un golfe assez profond, d'où la mer a poussé, durant les temps aquitaniens, plusieurs incursions jusqu'aux environs d'Agen. L'ensemble des assises comprend des Marnes, des Calcaires lacustres, des Faluns; terminé par un Calcaire lacustre gris à Limnées, qui semble correspondre à la Mollasse du Gâtinais, ce Calcaire est surmonté par une assise argileuse à *Ostrea agenensis* et à débris de Mammifères.

Dans le Languedoc, le Tongrien fait défaut. Mais on trouve l'Aquitanien saumâtre caractérisé par des *Potamides*. La base en est occupée par le Calcaire en dalles d'Armissan contenant de très belles empreintes végétales. Ces empreintes appartiennent, pour la plupart, à des Conifères et indiquent l'existence d'une forêt. Au-dessus du Calcaire d'Armissan se montre un Calcaire à Planorbes et à Limnées, surmonté lui-même du Calcaire à *Helix Ramondi*. Ce qui établit la position de l'assise d'Armissan à la base de l'Aquitanien.

En Provence, les lacs et les cours d'eau déposaient, à l'époque oligocène, une série d'Argiles, de Conglomérats et de Calcaires dont la flore a fourni beaucoup de Palmiers. Dans le bassin d'Aix, la base du Tongrien est formée par des Calcaires, des Marnes et des masses de Gypse, dont la flore, extrêmement riche (cinq cents espèces), n'existe aujourd'hui que dans l'Afrique intertropicale et dans le sud de l'Asie. Les Poissons d'eau douce et les Insectes (Lépidoptères, Névroptères, Hyménoptères), parfaitement conservés, donnent, sur la température tropicale de la Provence, des renseignements précis (Oustalet).

Le gisement d'Aix, qui renferme la plus ancienne flore oligocène, doit être placé à la fin du Sannoisien. Celui de Céreste (Basses-Alpes) est formé de Schistes calcaréo-marneux renfermant des plumes d'Oiseaux, des Insectes et une Flore

tropicale. Cela fait partie d'une formation lignitifère très développée à Violx, et dans laquelle on a trouvé des ossements d'*Anthracotherium*. Ce gisement se retrouve à Manosque, où il décèle la présence d'un grand lac sur les bords duquel se mêlaient les Palmiers, les Séquoias, les Bouleaux, les Peupliers et les Fougères (A. de Saporta).

En Suisse, le Tongrien inférieur existe sous forme d'un Grès ou d'un Sable marin dans lequel on trouve *Ostrea cyathula*, *O. longirostris* et *Pectunculus obovatus*.

Le long du massif alpin, le Tongrien forme la bordure extérieure du Flysch, sous forme de Grès calcaire ou argileux facile à travailler. C'est la *Mollasse* formée peut-être aux dépens d'îles qui occupaient, à ce moment, l'emplacement des Alpes actuelles. Ce facies s'est continué pendant le Miocène, et l'on attribue au Stampien la Mollasse inférieure des environs de Bâle, à l'Aquitanien, la Mollasse rouge qui se poursuit d'ailleurs dans les chaînes subalpines de Provence (Haug) et une Mollasse lignitifère du canton de Vaud, que l'on retrouve en Bavière. On ne trouve pas, en Suisse, de facies marin.

En Italie, l'étage Tongrien renferme quelques assises marines à *Nummulites intermedia*, *N. contorta*, *N. Fichteli*. En quelques points de la Ligurie, les gisements oligocènes renferment des Lignites et des restes de Palmiers existant aujourd'hui au Brésil et exigeant une température moyenne de + 25° centigrades.

Dans le Vicentin, le facies marin est assez accentué. On trouve des Oursins de l'ordre des Hétérognathes (*Clypeaster*), associés à des Huîtres et à des Nummulites.

Au Stampien appartiennent des Calcaires correspondant aux sables de Fontainebleau et contenant des Polypiers constructeurs. La faune à Polypiers n'a jamais pénétré le bassin parisien, mais elle se trouve en quelques points des Alpes méridionales.

Dans l'Italie méridionale, en Calabre, les dépôts sont surtout littoraux, ainsi qu'à l'île de Malte.

En Bavière, on retrouve le Tongrien lacustre; en Hongrie et près de Vienne, la faune à Polypiers. Dans toute la région alpine se sont effectués des dépôts lignitifères, avec combustible souvent voisin de la Houille.

Dans le nord de l'Europe, en Russie, le facies marin domine.

En Allemagne, au début de l'Oligocène, la mer s'est avancée vers le Sud par trois golfes profonds, l'un dépassait Breslau, l'autre entamait la Thuringe, et le troisième atteignait Bonn, puis, par un bras étroit, arrivait jusqu'à Mayence. A cette époque, une dépression (la future vallée du Rhin) se creusait dans le vieux horst hercynien, correspondant aux Vosges et à la Forêt Noire confondues. La mer, s'insinuant dans cette vallée, pénétrait jusqu'en Suisse, et le centre de l'Europe était ainsi presque aussi entamé qu'à l'époque supra-jurassique. Toutefois, la mer était peu profonde et comme lagunaire, les formations lignitifères y abondent. Le Lignite est formé de bois de Conifères. C'est d'ailleurs à la même époque que l'on rapporte les couches à Succin du Samland, près Königsberg, couches qui ont fourni deux mille espèces d'Articulés aériens (Insectes, Myriapodes, Arachnides). Les Lignites superposés aux couches à ambre renferment la flore aquitanienne, sans Palmiers.

En Afrique, en Asie Mineure, en Égypte, les dépôts tongriens sont rares. Ajoutons que l'Espagne était en grande partie émergée, et nous verrons que la mer Méditerranée, si anciennement existante, a subi dans les temps oligocènes une réduction profonde.

Dans l'Amérique du Nord, le Calcaire à Polypiers italiens a été retrouvé, de même qu'aux Antilles (Jamaïque, Cuba, etc.), ce qui nous conduit à penser qu'un continent ou une chaîne d'îles reliait l'Europe au continent américain.

Ce Calcaire se retrouve encore dans la Floride et à Panama. Sur la côte occidentale, on attribue à l'Oligocène des Schistes bitumineux contenant de l'Asphalte et du Pétrole.

Dans l'Amérique du Sud, on attribue à l'Oligocène les couches supérieures aux dépôts lacustres de Santa-Cruz. Ces couches sont subordonnées à la formation patagonienne qui présente la faune de l'Éocène considérablement appauvrie (Ameghino).

PHOSPHORITES. — Une production particulière à l'Oligocène est celle des *Phosphorites*, ou dépôts de phosphates de Calcium, très abondants en France, dans le Querci. Ce sont des fentes du Calcaire jurassique, que l'on trouve dans les plateaux ne dépassant pas 350 mètres d'altitude. Ces fentes ont des dimensions variables, et sont terminées en pointe vers la profondeur. Vers la surface, elles sont riches en Argiles rouges et en Marnes, avec Limonite. Au-dessous domine le phosphate de Calcium concrétionné, renfermant un peu de Chlore et de Fluor. Dans les Argiles abondent les os de Reptiles, de Batraciens et de Mammifères. Les animaux découverts et étudiés révèlent des ressemblances avec la faune africaine actuelle et, par là, se trouve corroborée l'hypothèse d'un climat chaud et humide décelé déjà par la flore (Filhol).

Les travaux les plus récents montrent que les terres sur lesquelles se sont formées les poches à Phosphate n'ont été envahies par les eaux qu'à la fin du Tongrien, et la faune de celui-ci n'a jamais été trouvée dans les gisements de phosphate. On doit donc considérer le phénomène comme ayant commencé à se manifester à l'époque ludienne et s'étant poursuivi jusque vers la fin du Tongrien, sans toutefois atteindre cette fin.

L'enfouissement des Vertébrés dans les fentes à phosphate a été très probablement immédiat, car de nombreux squelettes ont été trouvés entiers, et les ossements des Ruminants et des Rongeurs n'offrent pas trace des dents de Carnivores auxquels ils sont associés. Il est à penser que ces animaux étaient asphyxiés par des émanations de sources auxquelles ils tentaient de se désaltérer.

Terrain sidérolithique. — Dans le Jura, sur les bords du Plateau central, en Bourgogne, en Berri, on trouve une formation spéciale, contemporaine du Calcaire de Brie, dans laquelle l'abondance du minerai de Fer est telle qu'on lui a donné le nom de *terrain sidérolithique.*

Le Fer est à l'état de Limonite dans une Argile formant tantôt des couches tantôt des poches creusées dans les Cal-

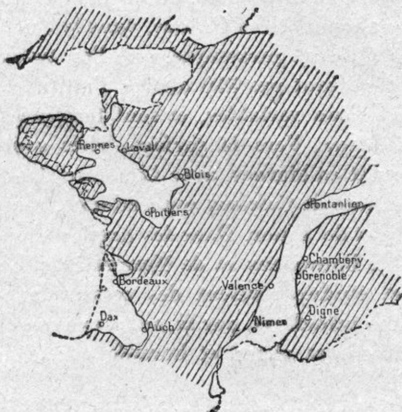


Fig. 147. — France pendant la période néogène.
La ligne de rivage est celle de la mer burdigalienne.

caires jurassiques, qui sont durcis à son contact. D'après la forme des grains de Limonite, il semble probable que les sources minérales ont joué un grand rôle dans la formation de ces dépôts associés, d'ailleurs, à des Calcaires lacustres (A. de Lapparent).

II. *Système Néogène.*

La période néogène est caractérisée par de très grands changements dans la géographie européenne ; le premier en date est l'érection d'une série de sédiments qui accompagnent le bord méridional des continents européen, africain

et asiatique (Eurasie), du Maroc à l'Indo-Chine. Ensuite sont venus des effondrements, conséquences de ces plissements, effondrements qui ont creusé la Méditerranée actuelle et l'Atlantique Nord.

La première partie de la période est l'époque miocène; la seconde, l'époque pliocène.

Série miocène. — *Distribution géographique.* — Les dépôts miocènes ne sont complètement développés, en France, que dans la Provence et dans le Dauphiné (fig. 147).

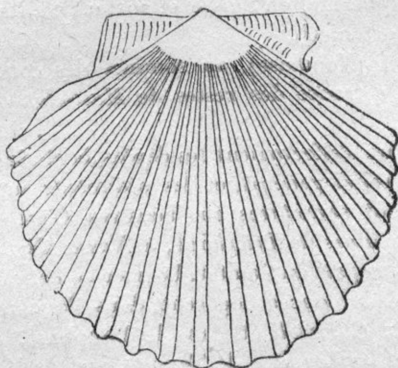


Fig. 148. — *Pecten.*

La mer envahit d'abord le bassin du Rhône par le Sud et pénètre jusque dans la Drôme; elle dépose la Mollasse gréseuse du Sausset à *Turritella turris* et à *Cardium burdigalinum*, ainsi que les Sables de Saint-Paul-Trois-Châteaux à *Scutella paulensis* et *Pecten rotundatus*. A Saint-Paul-Trois-Châteaux, supérieure aux Sables, une Mollasse avec Calcaire à grain fin renferme *Pecten prescabriusculus*, *Echinolampas hemisphericus*, des *Clypeaster* et des Bryozoaires. Les Pecten (fig. 148) jouent, dans cette faune, le rôle prépondérant. Dans le reste du bassin du Rhône, la Mollasse est remplacée par un conglomérat à gros galets, qui offre

une grande constance. Cet ensemble, depuis la Mollasse du Sausset, constitue l'étage burdigalien et se retrouve, sous forme de faluns, dans l'Aquitaine.

Un puissant ensemble de Sables et de Grès à *Ostrea crassissima*, à *Terebratulina calathiscus*, à *Pecten tindascinus*, se montre ensuite et constitue l'étage helvétien, également bien développé en Suisse et dans l'Aquitaine.

Dans le bassin de Cucurron, aux Sables helvétiens succède une Mollasse à faune nouvelle (*Cardita Jouanetti*, *Ancellaria glandiformis*, *Pleurotoma cataphracta*), que l'on trouve en Aquitaine, en Suisse et surtout en Italie, à Tortone (étage tortonien).

A Mirabeau (Vaucluse), au sommet des couches tortoniennes, on a trouvé des restes de *Mastodon angustidens* (Fontannes).

Pendant que s'effectuaient ces dépôts, la chaîne des Alpes prenait son relief général, et les sédiments supérieurs au Tortonien sont saumâtres ou lacustres. C'est d'abord les couches saumâtres du Dauphiné, à *Nassa Michaudi*, et la Marne à *Melanopsis* du Comtat. La mer se retirant définitivement, les eaux douces déposent, dans Vaucluse, des Calcaires à *Helix Christoli* et, dans le Dauphiné, les Sables, les Marnes et les Lignites de Tersannes et de Montvendre. On rapporte ces dépôts à l'âge sarmatien, à partir duquel les dépôts miocènes de la région sont terrestres.

Ce sont les Marnes de la Croix-Rousse (à Lyon), et les Limons rouges du mont Lébéron contenant une faune de Mammifères identiques à celle de Pikermi (Grèce) ; les principaux genres sont : *Dinotherium*, *Rhinoceros*, *Hipparion*, *Machœrodus*, *Helladotherium*.

On attribue à l'époque pontienne des Marnes, des Grès et des faluns développés à Théniers, à Saint-Ferréol, etc., et contenant beaucoup de Lamellibranches anisomyaires du genre *Congeria*. Certains auteurs les attribuent aux dépôts pliocènes.

Dans le bassin de Paris, et dans l'ouest et dans le sud-

ouest de la France, on ne trouve que les trois étages inférieurs du Miocène.

Au début, les lacs de l'Aquitanien disparaissent et au régime lacustre succède un régime fluvial, qui a déposé, dans la vallée de la Loire et sur les rives du lac oligocène de Beauce, les sables de l'Orléanais au milieu desquels s'est conservée une faune remarquable de grands Proboscidiens : *Mastodon* et *Dinotherium*. Ces sables sont subordonnés à une couche très mince de Marne (Marne de l'Orléanais) à Mammifères (*Anchitherium*, *Procervulus*, *Hyemoschus*) supportant elle-même, en concordance, les sables et les Argiles de Sologne, sans fossiles.

Au-dessus de ces dépôts, qui caractérisent l'âge burdigalien, viennent les faluns de Touraine, dépôts marins complexes composés de coquilles brisées, de sables siliceux grossiers formant une roche meuble, agglutinée par un ciment calcaire en un Grès tendre et très poreux.

Les faluns de Touraine, plus récents que les sables de Sologne, comme on peut le constater en plusieurs points de la vallée de la Loire, renferment, à Pontlevoy (Loir-et-Cher), une faune abondante de Mollusques marins très bien conservés (*Turritella*, *Conus*, *Murex*, *Voluta*, *Lima*, *Pecten*, etc.), avec des ossements de Mammifères empruntés aux sables de l'Orléanais. Les faluns de Touraine forment, dans la France occidentale, la totalité de l'étage helvétien.

Dans l'Anjou se trouvent aussi des faluns, mais avec une faune différente ; les Échinidés, les Algues calcaires, les dents de Requins (*Carcharodon*, *Oxyrhina*) y abondent, mais les ossements de Mammifères y font défaut. Ces faluns d'Anjou se retrouvent, par lambeaux, dans les Côtes-du-Nord ; dans l'Ille-et-Vilaine, ils s'y montrent très riches en *Echinolampas*, en *Spatangus*, en *Scutella*, et en restes de Squales (*Lamna*, *Myliobates*, *Carcharodon*, *Oxyrhina*).

En Bretagne, les sables rouges qui parsèment la surface des terrains anciens pourraient être miocènes, car, dans la Loire-Inférieure, on a trouvé, dans des sables rouges mêlés

d'Argile, des Mollusques Gastéropodes (*Trochus*), Lamellibranches (*Cardita*) et Céphalopodes (*Aturia*), qui appartiennent, sans aucun doute, à la faune miocène.

Dans le Sud-Ouest, le golfe du Bordelais est aussi occupé par la mer qui, du Burdigalien au Sarmatien (exclusivement), y dépose des faluns coquilliers et des Mollasses marines.

Ainsi, aux environs de Bordeaux, les faluns inférieurs et la Mollasse à ossements de *Squalodon* et de *Delphinus*, les faluns de Dax, de Cestas et de Saucats, sont des dépôts de la mer burdigalienne, vraisemblablement synchroniques des sables et des marnes de l'Orléanais et de la Sologne.

Plus haut, les Calcaires de Sansan et de Simorre, tous deux très riches en Mammifères (*Protopithecus*, *Mastodon*, *Rhinoceros*, *Anchitherium*, *Dinotherium*), indiquent un dépôt lacustre opéré dans le centre de l'Armagnac; la faune des Mollusques lacustres indique, pour ces Calcaires, l'âge helvétien. Cette époque s'est terminée, aux environs de Bordeaux, par la formation des faluns de Salles, qui contiennent *Cardita Jouanetti*, *Ostrea crassissima*, *Cardium descrepans*, *Pecten scabrellus*, caractérisant la fin de l'Helvétien et le début du Tortonien.

Ces divers horizons sont représentés, dans les Landes, par les faluns de Saint-Paul, de Dax, correspondant à ceux de Léognan, par les gisements de Sos et de Gabarret, à ossements de *Dinotherium* et de *Mastodon*. Mais on y observe aussi des assises supérieures; ce sont les faluns de Saubrigues à *Ancillaria glandiformis*, à *Pleurotoma cataphracta* et à *Cardita Jouanetti*, que nous avons vus, dans la Mollasse de Cucurron, caractériser l'étage tortonien.

Dans ces régions rien ne correspond aux assises sarmatiennes et pontiennes de Tersannes et de Cucurron.

On trouve encore le Miocène bien développé en Espagne, principalement en Catalogne, où les Calcaires renferment des *Clypeastridés*, des Huîtres et des Turritelles. La vallée de l'Ebre, les environs de Teruel et de Madrid sont occupés par

une formation lacustre (couches de Concud), qui accuse l'émersion de la contrée à la fin du Miocène.

Les couches à Clypéastrides se retrouvent dans les Baléares, en Corse et en Sardaigne.

Si nous passons de là en Italie, nous verrons le Miocène débuter dans le Vicentin, selon M. Munier-Chalmas, par les sables et les Grès calcarifères de Schio à Clypéastrides ; au-dessus viennent des Marnes à Spatangues (*Sp. euglyphus*). Cet ensemble représente l'étage burdigalien.

En Ligurie, les étages supérieurs sont fossilifères ; mais le Burdigalien ne l'est pas.

L'Helvétien est formé par les Marnes de Langhe, qui contiennent un Céphalopode caractéristique (*Aturia*). Près de Turin, il est représenté par le Poudingue de la Superga, très riche en fossiles identiques à ceux des faluns de Touraine.

L'étage tortonien typique est représenté par les Marnes bleues de Tortone, remarquables par la richesse de la faune, qui renferme surtout les genres marins : *Conus*, *Trochus*, *Turritella*, *Voluta*, etc. Enfin, les étages supérieurs, qui font défaut autour de Paris et dans l'Aquitaine, sont bien représentés en Italie.

Dans le Centre, le Calcaire sableux tortonien est surmonté de Conglomérats calcaires et de Sables à *Ostrea lamellosa*, à *Tapes gregaria* et à *Cerithium pictum*. En Piémont, les couches de Stozzano renferment une Mollasse sarmatienne à *Pecten cristatus*, *Cerithium pictum*, etc. En Ligurie, le Tortonien est surmonté par des Marnes, des Poudingues et des Mollasses à fossiles sarmatiens.

Au Pontien appartiennent les Tripolis du Livournais, Schistes où abondent les Poissons, les carapaces d'Algues calcaires (Diatomées), entremêlés de couches lacustres à Insectes et à Végétaux. Les couches à Gypse et à Soufre de Toscane et de Sicile appartiennent à l'étage pontien, qui se termine par les couches à Congéries de la Toscane. A cet horizon s'ajoutent les Lignites de Casino (Toscane), conte-

nant une importante faune de Mammifères (*Hipparion*, *Sus*, *Tapirus*, *Semnopithecus*).

Passant maintenant de l'Italie à l'Autriche, nous trouverons que la mer burdigalienne, arrivant par le Nord-Ouest, a déposé les sables de Gauderndorf, dont la faune est celle de Léognan, sur la Mollasse dite *d'Eggenburg* dont les fossiles sont ceux de Saint-Paul-Trois-Châteaux.

L'étage helvétien présente une remarquable uniformité; il est formé d'une mollasse marneuse ou schisteuse quelquefois abondante en sel gemme, en Gypse et en Magnésie. La faune est celle des marnes de Langhe avec *Aturia*. On donne à cette formation le nom de *schlier*. Elle s'étend jusqu'en Valachie d'une part et jusqu'en Bavière de l'autre; les gisements salifères de Transylvanie appartiennent à cette époque.

L'étage tortonien se présente avec les mêmes caractères et la même faune qu'en Provence, et la mer dépose le Calcaire de la Leitha, très riche en Foraminifères (Globigérines, Amphistégines, mais sans Nummulites) et en Algues calcaires (*Lithothamnium*), d'où le nom de *Calcaire à Nullipores* qui lui a souvent été donné.

L'étage sarmatien, qui vient ensuite, conserve ses caractères de Vienne à la mer d'Aral. C'est d'abord un sable à Cérithes, puis des marnes dont la faune, très riche en individus, n'autorise pas, selon M. Suess, l'hypothèse d'un climat chaud (*Tapes gregaria*, *Buccinum duplicatum*, *Ostrea gingentis*, mélangés à des restes de Dauphins, de Baleines et de Phoques). En certains points, les dépôts lacustres renferment des Mastodontes et des Rhinocéros, et une flore qui est celle du Tortonien de Suisse, moins les Palmiers.

L'étage pontien ne se trouve que dans des dépressions du Burdigalien et de l'Helvétien. Il renferme des Congéries et des Lamellibranches adaptés à des eaux de moins en moins salées (*Adacna*, *Monodacna*, *Didacna*). Cette faune caractérise la région aralo-caspienne, la Roumanie, la Dalmatie, la Croatie, la Hongrie et le bassin de Vienne. Ici, les couches

à Congéries sont lignitifères au sommet et surmontées par les graviers du Belvédère à faune du mont Lébéron. D'après M. Suess, les graviers du Belvédère sont originaires de Bohême, et leur disposition trahit l'existence du delta d'un fleuve miocène, au sud de Krems (Basse-Autriche).

La flore des couches à Congéries ne contient plus de Camphriers, ni d'Acacias, mais elle contient des Séquoias et des Bambous.

Dans la Suisse, les deux étages supérieurs ne sont pas représentés: mais les trois étages inférieurs se trouvent à l'état de Mollasse. Celle-ci renferme des Conglomérats (*Nagelfluh*) dont les galets sont formés de roches inconnues dans les Alpes. Il est probable, selon M. Greppon, qu'ils viennent des Vosges et de la Forêt Noire, ce qui indiquerait que la mer suisse recevait des courants venus du Nord ; ou bien ils proviennent d'un massif disparu qui aurait précédé la chaîne alpine (1).

La Mollasse borde le pied des Alpes ; c'est une formation de rivage due à la destruction d'une côte peu stable. On y distingue trois étages principaux : 1° la Mollasse d'eau douce ou Mollasse grise inférieure appartenant à l'étage burdigalien (Lausanne, Bâle) ; 2° la Mollasse marine de Berne, de Fribourg, etc. ; 3° la Mollasse d'eau douce d'Œningen appartenant au Tortonien (lac de Constance).

Les couches d'Œningen forment un calcaire mince en plaquettes très riche en Insectes, en Poissons et en Reptiles, et dont la flore, comparable à celle du Sarmatien d'Autriche, contient nombre d'espèces appartenant aujourd'hui aux cinq parties du monde. Les Palmiers y sont rares.

En Europe, la Grèce renferme encore d'importants dépôts miocènes, principalement à Pikermi, dans l'Attique. La faune y est très riche en Mammifères identiques à ceux du mont Lébéron (A. Gaudry). On y a trouvé des Antilopes, des Hipparions, des Rhinocéros, des Mastodontes. Les couches

(1) A. de Lapparent, *Traité de géologie.*

marines intercalées dans le dépôt de Pikermi (limons rouges) indiquent l'étage pontien. A cette époque, la Méditerranée orientale devait être une région de lacs salés séparés par des territoires qui permettaient les migrations des Herbivores.

L'Algérie, l'Égypte, l'Asie Mineure, l'Inde, contiennent d'assez importants dépôts miocènes.

Dans l'Inde, au pied de l'Himalaya, se trouve une formation comparable à la Mollasse des Alpes et contenant, avec des Crocodiles et des Tortues gigantesques, la faune de Mammifères de Pikermi.

Aux États-Unis, le bassin du haut Missouri renferme l'étage de Whiteriver, très riche en Mammifères, et attribué au Miocène inférieur, tandis que les couches de Loup-Fork appartiennent au Miocène supérieur.

Dans la région du golfe du Mexique, le Miocène renferme au début des faunes et des flores tropicales, mais au-dessus viennent des formations lignitifères qui mettent en évidence, par leur flore, un refroidissement brusque survenu dans la contrée.

Sur la côte est des Etats-Unis on a pu retrouver les étages de l'Helvétien et du Tortonien d'Europe.

Dans l'Amérique méridionale, la formation dite *araucanienne* est attribuée à la fin du Miocène ; elle est caractérisée par l'apparition de types animaux (*Tapirus*, *Mastodon*, *Canis*) venus du Nord, ce qui prouve la communication entre les deux continents américains, dont la rupture n'a pu avoir lieu qu'au début du Pliocène.

Série pliocène. — *Distribution géographique.* — C'est encore dans le bassin du Rhône que nous trouverons les trois étages pliocènes le mieux développés en France.

La mer remontait la vallée de ce fleuve jusqu'à Lyon et y déposait des argiles dont la faune est marine au milieu de la vallée actuelle et saumâtre sur les bords.

On distingue, dans l'étage plaisancien, deux assises prin-

cipales. A la base, des Marnes à *Nassa semistriata* et des faluns à *Cerithium vulgatum*, *Turritella subangulata*, etc., au sommet des sables à *Potamides Basteroti*. Dans le Gard, à Thèziers et à Vaquières, se trouvent des couches à végétaux et à Congéries qui passent peu à peu à l'étage astien. La faune présente des affinités africaines et asiatiques; elle est plus voisine de la flore miocène que de la flore actuelle.

Dans le Dauphiné, les couches précédentes sont surmontées de Marnes lacustres confondues longtemps avec l'horizon à Lignites de Tersaunes (Miocène). Dans le Valentinois, et autour de Vienne, ces Marnes renferment du Lignite; elles sont caractérisées par des Gastéropodes terrestres (*Helix*, *Clausilia*) et fluviatiles (*Planorbis*). Dans la Bresse, les plaines sont occupées par des Marnes, des sables et des cailloux formant les alluvions anciennes d'Élie de Beaumont.

La base, généralement marneuse et lignitifère, renferme une faune qui est celle d'Hauterives, c'est-à-dire qu'elle appartient au début de l'Astien. Ces Marnes sont surmontées par des sables dits *sables de Trévoux*, où l'on a trouvé des ossements de Mastodontes, auxquels sont superposés les graviers de Trévoux à *Elephas meridionalis* et à Mastodontes. On considère comme intermédiaire aux marnes d'Hauterives et aux sables de Trévoux un Tuf calcaire compact exploité comme pierre à chaux hydraulique dit *Tuf de Meximieux*. Il renferme les mêmes coquilles fossiles que les sables (*Helix*, *Paludina*, *Bythinia*) et une flore, dont les affinités sont africaines, caucasiques et mongoliques.

Sur les Marnes de la Bresse, on trouve, dans le bassin de la Saône, des graviers d'origine fluviale comparables de tout point aux alluvions actuelles. Les Marnes inférieures sont assez fortement ravinées pour faire supposer l'existence d'un fleuve. A ces dépôts appartiennent les Argiles et les sables de Chagny à *Elephas meridionalis* et *E. antiquus*. Les argiles sont exploitées aux environs de Châlons. Quelquefois elles

sont subordonnées à un minerai de Fer en grains rappelant le terrain sidérolithique.

Ces apparences montrent que la mer s'était retirée vers le Sud et qu'un régime fluvio-lacustre s'étendait sur toute la contrée.

Au centre de la France, le Pliocène a laissé des traces dans le Cantal, dont les montagnes volcaniques, alors en activité, laissaient déposer des Cinérites qui, en conservant de belles empreintes végétales (pas de la Mougudo), ont permis de reconstituer une flore à affinités asiatiques.

Dans la plaine de Limagne, la couche pliocène la plus ancienne est un Poudingue à galets de Basalte, de Granite et de Quartz (Michel Lévy), dans lesquels on trouve des ossements de Ruminants et de Proboscidiens (*Mastodon*). Au-dessus se trouvent des Cinérites à feuilles de Bambou, de Hêtre et d'Erable, surmontées de sables que recouvre le conglomérat de Perrier (près d'Issoire), entremêlé de Cinérites à *Elephas*, à *Equus* et à *Gazella*. Dans la vallée de l'Allier, le Pliocène supérieur renferme des dépôts à Rhinocéros, à Hippopotames et à Eléphants.

Dans les Alpes-Maritimes, les dépôts pliocènes sont marins et ravinés par l'activité puissante des rivières et des torrents. A l'embouchure des rivières existent des conglomérats en couches inclinées, attestant la formation de deltas torrentiels, décelant des courants d'eau douce d'une grande puissance.

On rencontre, dans le Roussillon, un Pliocène inférieur à *Pectunculus*, à *Janira*, à *Nassa*, c'est-à-dire à coquilles marines, et au-dessus un étage d'eau douce, saumâtre à la base et contenant des *Potamides* et des Huîtres, lacustre au sommet et contenant des ossements de Mastodontes.

Dans l'Aquitaine, les sables des Landes paraissent représenter le Pliocène. Cependant, ils sont dépourvus de débris organiques, ce qui rend impossible la détermination de leur âge.

Dans le nord de la France, les dépôts pliocènes les plus

anciens sont ceux de la Dixmérie, dans la Loire-Inférieure. Ce sont des faluns, dont la faune offre un mélange des espèces des faluns tortoniens de l'Anjou et de celles du Pliocène anglais.

La présence de *Potamides Basteroti* et de *Voluta Lamberti* fait attribuer ces faluns au Plaisancien. Dans le Morbihan, dans l'Ille-et-Vilaine et dans la Loire-Inférieure, on trouve des Argiles bleues ou grises contenant *Nassa prismatica*, et qui sont reliées aux Sables rouges qui couvrent, en Bretagne, les terrains anciens. Ces mêmes Marnes se retrouvent dans le Cotentin, à Reigneville, par exemple, où elles sont sableuses et très fossilifères. On y recueille *Nassa prismatica*, avec des débris roulés d'animaux miocènes (*Halitherium*, molaires de *Dinotherium*, dents de Squales). Ces dépôts semblent supérieurs aux faluns de la Dixmérie, et on les range dans l'étage astien. Enfin, à Saint-Prest, près de Chartres, existe un gravier ossifère renfermant *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros Mercki*, *Hippopotamus major*, etc., que l'on attribue au Pliocène supérieur.

En Angleterre, les dépôts Pliocènes, connus sous le nom de *crag*, sont des sables et des graviers à coquilles reposant sur la Craie ou sur le London clay. On distingue, en allant de bas en haut : — 1° un crag blanc (Coralline crag) formé de Marnes blanches, où abondent les Bryozoaires ; on y trouve certaines espèces de la Dixmérie, comme *Voluta Lamberti*. Les formes des mers chaudes sont absentes, et l'on voit apparaître un Lamellibranche des océans septentrionaux, *Cyprina islandica*. Beaucoup des espèces sont éteintes, d'autres existent encore sur les côtes anglaises. — 2° Le crag rouge qui vient au-dessus est un Sable ferrugineux renfermant les fossiles du crag blanc, et avec eux des os de Baleines, des dents de Squales (*Carcharodon*, *Myliobates*). Quelquefois la base du crag rouge est remplie d'ossements provenant du remaniement des Argiles de Londres, mais contenant aussi *Mastodon arvernensis*, *Elephas meridionalis*, *Sus antiquus*, *Hipparion gracile*, etc. — 3° Le crag de Norwich, mélange de

sables, de limons et de graviers, dont la faune est un mélange d'espèces marines, terrestres et fluviatiles. Les coquilles marines qu'on y trouve abondent encore aujourd'hui dans les mers britanniques (*Turritella communis*, *Cardium edule*, *Cyprina islandica*); un certain nombre sont cependant éteintes : *Tellina antiqua*, par exemple; d'autres ont émigré vers le Nord, *Astarte borealis*, *Scalaria groenlandica*, sont du nombre; on y a trouvé aussi des débris de Mastodontes et d'Éléphants. Pour quelques géologues, le crag de Norwich est contemporain du crag rouge, mais c'est un dépôt d'estuaire. — 4° Au-dessus du crag de Norwich vient une Argile sableuse contenant des végétaux et des ossements de Mammifères. En un grand nombre de points, on trouve des racines et des souches en place. C'est le *Forest-bed* de Cromer (Norfolkshire). Cette couche forestière est peu épaisse, elle est recouverte par une Argile fluvio-marine, lignitifère, renfermant des coquilles modernes, et qui est recouverte par des dépôts glaciaires. Les Mammifères de cette argile sont éteints (*Hippopotamus major*, *Elephas antiquus*, *E. meridionalis*, *Machœrodus*, *Rhinoceros*). Quelques-uns des Mollusques qu'on y trouve ont disparu des Iles-Britanniques, mais la nature des animaux terrestres indique que la France et l'Angleterre communiquaient librement. L'étude de la flore confirme cette hypothèse. Les végétaux (*Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Taxus*, *Nymphœa*) montrent que le climat était moins chaud que dans le midi de la France (A. de Saporta). Enfin l'étude de la faune marine révèle un refroidissement progressif.

Si nous revenons maintenant au sud de l'Europe, l'Italie nous offrira un bon développement de couches pliocènes, car à cette époque la plus grande partie de la péninsule était couverte par la Méditerranée (fig. 149). C'est à la base (étage plaisancien) des Marnes bleues à *Murex*, *Dentalium* et *Turritella*. Elles sont subordonnées à des sables jaunes qui atteignent, dans l'Astésan, une puissance de 60 mètres. Dans le val d'Arno, ces sables sont couronnés par des gra-

viers à *Elephas meridionalis* et à *Mastodon arvernensis*, au-dessus desquels viennent 100 mètres de sables fluviatiles à *Unio*, passant à des sables micacés, où abondent les débris d'*Elephas meridionalis*, d'*Equus stenonis*, de *Rhinoceros*, d'*Hippopotamus*, etc. C'est l'horizon le plus élevé du Pliocène italien.

Les Marnes plaisanciennes se retrouvent à Rome (Marnes du Vatican) ; au-dessus (Monte-Mario), on trouve les sables

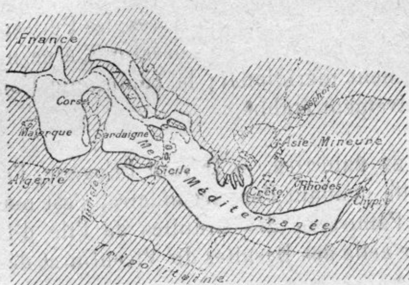


Fig. 149. — Configuration probable de la Méditerranée pliocène. Les hachures indiquent les régions émergées.

astiens, et, au sommet, les sables du Janicule ont fourni *Hippopotamus major* des sables de l'Arno.

En Sicile, l'étage supérieur est remarquable en ce qu'il renferme beaucoup de Mollusques septentrionaux (*Cyprina islandica*, *Buccinum groenlandicum*), ce qui indique qu'une communication s'était ouverte entre la Méditerranée et l'Atlantique.

Dans l'Europe orientale, les dépôts pliocènes sont lacustres, et ce facies, qui passe inférieurement, sans transition, au Pontien, est caractéristique de toute la région aralo-caspienne.

En Algérie, la série pliocène est peu représentée.

Aux États-Unis, on la trouve en Floride, où les couches moyennes renferment des Glyptodontes, originaires de

l'Amérique du Sud. Dans les montagnes Rocheuses, on a établi l'existence de plusieurs grands lacs autour desquels régnait une végétation subtropicale à Palmiers; la faune comprenait, comme en Europe, des Éléphants, des Mastodontes, des Rhinocéros, etc.

Dans l'Amérique méridionale, le Pliocène supérieur est représenté par l'étage pampéen, qui a fourni une faune très riche de Mammifères dont un grand nombre se sont éteints (Glyptodontes, Macrauchénidés), d'autres se sont maintenus (Rongeurs). D'ailleurs, les Carnivores, les Périssodactyles et les Artiodactyles du continent boréal ont, à ce moment, envahi le continent méridional; la communication entre eux étant définitivement établie.

Phénomènes éruptifs. — Durant l'Eogène, l'activité volcanique, nulle pendant l'ère secondaire, s'est manifestée en Europe par l'émission des Granites de l'île d'Elbe, et en Portugal, par celle des Basaltes du Vicentin et des Andésites de la Hongrie.

Ces manifestations sont médiocres si on les compare à celles du Plateau Central de la France durant le Miocène supérieur et concordant avec l'érection des Alpes, qui se sont continuées durant le commencement de l'ère quaternaire.

C'est d'abord, dans le Cantal, la sortie d'un Basalte à grain fin, riche en Pyroxène et en Péridot formant une coulée de 15 kilomètres dans la vallée de l'Alagnon. Le plus souvent ce Basalte est recouvert par des graviers tortoniens, ce qui définit son âge.

Une période de repos a suivi, durant laquelle l'érosion a accompli son œuvre, puis est venue une émission de Domite, que l'on voit dans la vallée de la Cère, superposée au Calcaire miocène. Après l'épanchement domitique, un cratère s'est formé à l'époque aquitanienne, et il en est sorti des blocs qui ont formé la Brèche andésitique de Thiézac, au milieu de laquelle s'intercalent des Cinérites auxquelles ap-

partient le gisement du pas de la Mougudo, remarquable par ses empreintes végétales. Aux blocs andésitiques a succédé l'écoulement d'un Basalte qui traverse la Brèche et forme des colonnades aux environs de Thiézac. Une nouvelle Brèche s'est formée au-dessus de ce basalte, et enfin sont venues les Andésites du Plomb du Cantal, formant une masse de 100 mètres de puissance, qui constitue l'élément principal du massif, en formant les principaux sommets de la ligne qui va du Lioran au puy Mary. En même temps, ou peu après, est venu le Phonolite, qui a produit les cimes culminantes du puy Grioux, de Rochetaillade, etc. La traînée de Phonolite qui sort du Cantal vient former, sur les bords de la Dordogne, les orgues de Bort.

Avec le Pliocène supérieur s'est formée une coulée basaltique qui a couvert tout le pays. La coulée a été d'ailleurs subdivisée en plusieurs autres, et son épaisseur totale est parfois de 120 mètres. Elle forme le Basalte des plateaux qui couvre le sommet du Plomb du Cantal, forme les orgues de Murat et de Saint-Flour et couvre le massif du Cézallier (entre le Cantal et le Mont-Dore). On a pu prouver que ce Basalte s'est épanché sur une couche d'argile surmontant des gisements de plantes fossiles pliocènes.

Au Mont-Dore, les formations volcaniques offrent la même succession, seulement l'activité s'est réveillée plus tard, à une époque qui n'est pas très éloignée de l'époque actuelle.

En France, le Velay, le Vivarais, le Morvan, la Provence, ont été, durant l'ère tertiaire, le siège d'éruptions dont on peut se faire une idée d'après ce que nous avons dit plus haut.

Les Iles-Britanniques et l'Islande, l'Eiffel, la région rhénane, le centre et le sud de l'Europe, ont aussi été, à la même époque, le siège de manifestations aussi importantes.

Le caractère capital des éruptions tertiaires est la rareté des roches granitiques.

On en trouve en Écosse (île d'Arran, île de Skye) et en Algérie (Granite et Granulite de Bougie). Cela tient proba-

blement à ce que les Granites ont pu se solidifier lentement, sous pression, à une grande profondeur. On comprend qu'ils ne puissent former que le noyau interne du centre d'émission, et qu'il est nécessaire qu'une puissante action érosive enlève la couverture pour qu'ils viennent au jour.

Ainsi, à Skye, par exemple, l'érosion ayant présenté une durée et une énergie plus considérables qu'ailleurs, les Granites modernes sont visibles. Dans d'autres cas, il faut attribuer la venue au jour de ces roches à une dislocation intense de la région où on les trouve. Il n'est pas douteux, d'ailleurs, qu'il ne se forme actuellement des Granites, car souvent on voit des volcans rejeter des blocs granitoïdes, alors qu'il n'en existe aucun dans le voisinage.

Ajoutons qu'aujourd'hui on penche à admettre que les Granites ne se constituent que lentement. La matière fluide, pourvue de dissolvants énergiques, enlève aux terrains qu'elle traverse certains de leurs éléments qui concourent à la production de la roche. Ainsi, celle-ci s'avance en dissolvant au fur et à mesure les assises sédimentaires. Cette hypothèse semble justifiée par certaines observations faites sur les Grès bretons (Munier-Chalmas), et n'ôte rien de leur valeur à l'observation que nous venons de faire sur l'absence des Granites dans les roches éruptives modernes.

CHAPITRE VI.

L'ÈRE QUATERNAIRE.

L'ère quaternaire ou ère actuelle est marquée par un fait d'une haute importance paléontologique, c'est l'apparition de l'homme. La paléontologie quaternaire n'existe pas, car toutes les espèces contemporaines devraient y être décrites, et les caractères stratigraphiques n'existent pas non plus, puisque les lignes de rivage n'ont subi que peu de modifications depuis la fin des temps pliocènes. Cependant, on peut distinguer dans l'ère quaternaire deux périodes : l'une, ancienne, n'ayant laissé trace ni dans la tradition de l'humanité ni dans l'histoire écrite ; l'autre, moderne, historique, et dont l'étude est une science qui s'écarte souvent de la Géologie.

Lyell a donné le nom d'*époque pleistocène* à la succession d'épisodes qui a marqué le début de l'ère quaternaire. La faune marine en est celle que nous connaissons aujourd'hui avec quelques particularités dans la distribution géographique des espèces. La faune terrestre est plus différente ; le refroidissement que nous constatons vers l'époque sicilienne rendait difficile l'existence des grands Herbivores. Ces conditions se sont d'abord maintenues, aussi compte-t-on dans les Mammifères pleistocènes nombre d'espèces éteintes, alors que d'autres ont changé de climat.

Parmi les premières, il faut signaler les Éléphants tels que *Elephas antiquus* et *E. primigenius* (Mammouth) ; les Rhinocéros (*Rh. tichorhinus*, *R. Mercki*), les Hippopotames, les grands Cerfs (*C. megaceros*), les grands Carnivores (*Ursus*, *Felis*, *Hyæna*) disparaissent aussi.

Ce qui caractérise la faune des Mammifères pleistocènes,

aussi bien en Europe qu'en Amérique et qu'en Australie, c'est la grande taille des espèces.

Dans la région occidentale de l'Europe, les espèces *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Mercki*, *Hippopotamus major*, caractérisent l'époque la plus ancienne, celle qui a suivi la période sicilienne, où *E. antiquus* et *E. meridionalis* sont associés. Cette dernière espèce disparaît la première, et l'on trouve *E. antiquus* contemporain d'*E. primigenius*, ce dernier persiste comme espèce dominante, après que le premier a disparu, et on le trouve avec *Rh. tichorhinus*, *Ursus speleus* et *Hyæna spelea* (1). Ils vivaient encore en Europe à une époque où le Renne était l'espèce prédominante. *Hippopotamus major* disparaît longtemps avant les Éléphants, et si l'on ajoute à ce fait que *Rh. tichorhinus* et *E. primigenius* étaient revêtus d'une fourrure épaisse, on peut admettre qu'un refroidissement progressif, amenant l'extinction successive des espèces, s'est fait sentir en Europe dès la fin des temps pliocènes (2).

Dans l'Amérique du Nord, les Proboscidiens dominent

(1) Les trois espèces d'Eléphants que nous citons ici sont distinctes par la forme de leurs molaires. Chez *Elephas meridionalis*, elles sont basses et larges, les rubans d'émail sont presque parallèles comme chez *E. africanus* actuel. Dans *E. antiquus*, les défenses sont longues, faibles, peu courbées ; les molaires sont hautes et étroites, les rubans d'émail sont fortement plissés et séparés par des vallées de cément assez larges, comme chez *E. indicus* actuel. Enfin, *E. primigenius* avait des défenses énormes (5 mètres de long) fortement recourbées, des molaires à crêtes nombreuses, étroites et presque lamelleuses.

(2) En 1799, un pêcheur Tongouse découvrit un Mammouth entier à l'embouchure de la Léna; il fut acheté, en 1806, par le musée de Saint-Pétersbourg, qui en possède le squelette complet avec des fragments de la peau et de la fourrure qui couvrait l'animal, laquelle atteignait sur la tête 1 mètre de long. Un second exemplaire fut découvert en 1846, mais on n'a pu en rapporter que des fragments isolés. Entre la Léna et l'Iénissei, on a aussi trouvé des cadavres entiers de *Rhinoceros tichorhinus* dont d'importantes parties sont à Saint-Pétersbourg. Ils étaient couverts de fourrures, et l'on a trouvé dans leurs molaires des feuilles d'arbres dont ils se nourrissaient.

aussi; on doit remarquer que les Mastodontes, qui font défaut à l'Europe pleistocène, avaient émigré durant le Pliocène et abondaient aux États-Unis; des Chevaux, des Édentés (*Megatherium*, *Mylodon*, *Megalonyx*) les accompagnent. Dans l'Amérique méridionale, ces derniers sont très abondants (*Glyptodon*). En Australie, comme de nos jours, les Marsupiaux ont la prépondérance, seulement ce sont des espèces géantes (*Nototherium*, *Diprotodon*).

On a découvert aussi, dans les dépôts pleistocènes, des restes humains rares et de fréquentes traces de l'industrie humaine. Ces découvertes, comme nous l'avons dit au début de ce chapitre, ont une importance extraordinaire, et elle nous a suffi pour séparer les derniers dépôts tertiaires des dépôts pleistocènes.

Nous n'entrerons pas ici dans l'étude des races humaines qui ont peuplé l'Europe occidentale au commencement de l'ère quaternaire, ni dans la description des outils attribués à une industrie humaine tertiaire. L'étude de l'origine de l'homme est une branche trop importante de l'Anthropologie pour être traitée en quelques pages (1). Nous dirons seulement que, d'après Ameghino, l'Homme aurait existé dans la République Argentine à une époque correspondant au Miocène européen, et que, dans le Pliocène lacustre (pampéen), les traces de l'industrie humaine existent avec d'abondants débris de squelettes (os, crânes, dents).

Nous nous bornerons donc ici à l'étude des dépôts pleistocènes (*diluvium*), tous d'origine continentale engendrés par l'érosion glaciaire, par l'activité des cours d'eau ou par le ruissellement.

Dans le nord de l'Europe, les dépôts engendrés par l'activité des glaciers sont abondants et très homogènes.

Suivant une ligne sinueuse qui part de la pointe sud-ouest de l'Irlande, gagne les environs de Londres, atteint le conti-

(1) Voir à ce sujet : G. de Mortillet, *le Préhistorique;* Topinard, *Anthropologie;* Quatrefages, *Introduction à l'étude des races humaines.*

nent à Anvers, se dirige de là par Magdebourg, Kiew, Moscou, Kazan, jusqu'à l'extrémité de l'Oural (fig. 150), s'étend une bande continue de matériaux de transport ou *drift* formant le diluvium septentrional ou terrain erratique du Nord; il se compose d'une Argile plus ou moins compacte renfermant des blocs de pierre de dimensions diverses. La forme anguleuse de ces pierres, l'absence de sables, la grande quantité



Fig. 150. — Limites du *drift* en Europe.

d'Argile, empêchent de considérer ce dépôt comme un produit d'inondation. D'autre part, l'homogénéité des dépôts fait repousser l'hypothèse d'un transport par des glaces flottantes, et l'altitude atteinte par eux est telle que la mer n'aurait pu l'atteindre en Europe à une époque où, au sud de l'Angleterre, elle ne différait pas de ce qu'elle y est aujourd'hui. D'ailleurs, dans les contrées septentrionales, les roches striées, moutonnées, décelant l'action de la glace, sont très fréquentes. On doit donc considérer que de grands

glaciers descendant des contrées septentrionales de l'Europe ont poussé devant eux les matériaux du *drift* et raboté pour ainsi dire le terrain sur lequel ils passaient. Il faut donc considérer le nord de l'Europe comme couvert par une immense nappe de glace qui supprimait la mer Baltique et la mer du Nord et accumulait une ligne continue de matériaux d'érosion sur l'Angleterre, la Hollande et l'Allemagne.

Si, par leurs extrémités et par leurs moraines frontales, ces glaciers se soudaient les uns aux autres, leurs origines étaient distinctes. Dans les Iles-Britanniques, la direction des stries sur les roches a permis de reconnaître des centres glaciaires en Ecosse, dans le pays de Galles et en Irlande.

Le séjour des glaces sur ces contrées a été certainement fort long, et l'extrémité libre de la nappe a subi les vicissitudes que nous connaissons pour les avoir précédemment étudiées (p. 217 à 237). Il ne faut donc pas s'étonner si l'on trouve dans le diluvium des couches de sable et des graviers dus à des cours d'eau. Quelquefois les sables renferment des coquilles marines dont la présence s'explique aisément, soit parce que la masse glaciaire débouchait dans la mer, soit qu'ayant labouré le fond de celle-ci, elle remontât une plage en poussant devant elle les sables de la côte. Telle doit être l'origine des graviers erratiques à *Cardium edule* qu'on observe dans le pays de Galles. D'autres fois, il a pu s'établir, sur la moraine, des lacs d'eau douce qui ont opéré des dépôts à coquilles telles que des Paludines.

La plupart des géologues anglais distinguent, dans l'Argile à cailloux glaciaires (*Boulder-clay*), deux subdivisions : l'une est le *Boulder-clay* inférieur, l'autre le *Chalky Boulder-clay*, ainsi nommé à cause de la grande quantité de fragments de Craie qu'il contient. Ces deux formations ont été séparées l'une de l'autre par un intervalle de temps assez long durant lequel le pays, débarrassé de glaces, était parcouru par des cours d'eau déposant des limons, des sables, des graviers, tous les produits que nous connaissons comme résultant de l'alluvionnement par les rivières. La faune de

ces alluvions contient les restes d'*Hipp. major*, *Rh. Mercki*, *E. antiquus* et *E. primigenius* (1).

En Allemagne, dans le Brandebourg, on distingue nettement deux couches de *Boulder-clay*. La couche supérieure est jaunâtre, couleur due à l'altération atmosphérique ; la couche inférieure est brune et mêlée de particules charbonneuses.

Autour de Berlin, entre deux nappes de *Boulder-clay*, on trouve une assise de sables blancs d'origine fluviatile contenant des ossements et des dents de *Rh. Mercki*, de *Rh. tichorinus*, d'*E. primigenius*, d'*E. antiquus*, avec *Bison priscus*, *Bos primigenius*, *Cervus tarandus*, faune qui accuse un climat au moins aussi tempéré que le climat actuel (A. Gaudry).

Ainsi, il y a eu en Europe une phase interglaciaire due sans doute à un recul de la masse de glace, recul assez prononcé pour permettre des dépôts d'eau douce dans le sud de la Suède.

D'après les géologues allemands, la couche glaciaire ne s'est pas étendue, la deuxième fois, aussi loin que la première. Elle ne s'est pas avancée au delà de la mer Baltique, qui elle-même était le lit d'un glacier dont l'extrémité couvrait le Danemark et le nord de la Prusse (2). De plus, dans l'Allemagne du Nord on a constaté la présence, à la base du terrain erratique, d'un gravier dont les éléments sont des roches septentrionales. On ne voit, pour expliquer cette présence, d'autre hypothèse plausible que celle du remaniement d'un glacier plus ancien que les autres et d'âge pliocène. Ce dépôt a été observé aussi en plusieurs points de la péninsule scandinave.

Aucune trace de l'homme n'a été trouvée sous le terrain glaciaire du Nord. A la surface du diluvium supérieur, on

(1) Les géologues écossais admettent même quatre nappes de *Boulder-clay* (Reid et Deeley).

(2) Cela résulte de l'étude approfondie de la direction des stries laissées sur les roches de fond (Wahnschaffe, de Geer, Torell).

trouve des outils néolithiques, et les restes de l'industrie paléolithique sont concentrés sur la lisière méridionale en des points où le *Boulder-clay* inférieur ne paraît pas avoir été recouvert (1).

Dans le nord de l'Amérique, le terrain erratique offre les mêmes caractères qu'en Europe. Les géologues des États-Unis reconnaissent l'existence d'un manteau glaciaire analogue au *Boulder-clay*, s'étendant au nord d'une ligne qui part de New-York, côtoie le sud du lac Erié, passe à Cincinnati, suit le Missouri depuis Saint-Louis jusqu'à sa source et longe la partie septentrionale des montagnes Rocheuses pour gagner la côte du Pacifique. Tout le pays situé au nord de cette ligne est le *drift area*, couvert d'une Argile à blocs de pierres, mélangée de sable. La surface des roches sous-jacentes est striée, moutonnée, polie, et la direction générale des stries montre que le principal centre glaciaire était dans le bassin du Saint-Laurent. Il faut noter l'existence, à l'ouest du lac Michigan, d'une sorte d'îlot de 25 000 kilomètres carrés, entouré de tous côtés par le *Boulder-clay*, et cependant totalement dépourvu de dépôts diluviens, bien que son altitude soit inférieure à celle du pays environnant. Ces circonstances sont dues, sans doute, à la disposition topographique de la région qui détournait les glaciers et ne laissait arriver qu'une nappe insuffisante pour résister à l'ablation.

On a reconnu aussi en Amérique l'existence d'au moins deux périodes glaciaires séparées par un temps qui a dû être assez long. L'Erratique le plus ancien renferme des dents de Mastodonte, d'Éléphant, de Castor, avec des vestiges d'arbres tels que les Hêtres et les Cèdres ; il ne se montre pas dans le fond de la vallée du Missouri ; l'Erratique récent renferme des restes de forêts de Conifères. Il est donc certain qu'entre les deux époques la contrée a été libre de glaces.

Dans tous les massifs montagneux de l'Europe et des autres contrées du globe, l'extension des glaciers à l'époque pleis-

(1) G. de Mortillet, *le Préhistorique*.

tocène a dépassé de beaucoup ce qu'elle est aujourd'hui. Les preuves de cette extension abondent.

Elles consistent en un ensemble de surfaces polies et moutonnées telles qu'on en voit à découvert sur les parois des glaciers actuels de Suisse, en *blocs erratiques*, traces de formations morainiques placées à diverses hauteurs et dont l'origine est généralement facile à reconnaître. Beaucoup de blocs de rochers arrachés aux Alpes, en particulier au mont Blanc, ont été transportés à 200 ou 300 kilomètres de leurs lieux d'origine (1).

L'existence de Lignites, intercalés dans le terrain glaciaire et renfermant, avec *Elephas antiquus* et *E. primigenius*, une flore essentiellement tempérée, conduit à reconnaître qu'en Suisse aussi il y a eu une période interglaciaire.

Dans les Pyrénées, dans les Vosges, dans l'Auvergne et dans le Cantal, ainsi que dans les autres massifs montagneux de l'Europe, dans les montagnes de l'Amérique du Sud et de l'Asie, les traces du phénomène glaciaire se retrouvent avec les mêmes caractères, montrant que l'extension des glaces a été générale à la surface de la terre durant la période pleistocène.

Pour expliquer une pareille extension de glaces au commencement de l'ère quaternaire, on a fait intervenir un phénomène astronomique.

On sait que, d'après les calculs, l'excentricité de l'orbite terrestre varie dans d'assez grandes limites. Elle peut devenir telle que la différence entre la distance du périhélie et celle de l'aphélie deviendrait égale à 26 millions de lieues. En ce cas, les quantités correspondantes de chaleur versées sur la terre varieraient de 19 à 26. S'il arrivait qu'au moment

(1) Parmi les anciens glaciers dont l'extension a dépassé énormément l'étendue actuelle, il faut citer le glacier du Rhône, qui allait jusqu'au coteau de Fourvières à Lyon et a semé ses moraines sur 460 kilomètres. Voir à ce sujet : Falsan et Chantre, *Monographies des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône*, et Alph. Favre, *Carte du phénomène erratique avec explication*.

du maximum d'excentricité, l'hiver de l'un des deux hémisphères coïncidât avec l'aphélie, il en résulterait une augmentation considérable dans la quantité de neige et de glace accumulée sur le sol de cet hémisphère, car la saison froide étant la plus longue et la distance au soleil plus grande, les eaux qui tombent sous forme de pluie tomberaient sous forme de neige. Durant l'été, devenu plus court, la chaleur versée, beaucoup plus grande, serait employée à fondre cette neige sans pouvoir élever la température. Les choses se passeraient partout comme actuellement au Groenland, où la température de l'air dépasse rarement en été zéro. De sorte que l'hémisphère en question traverserait un véritable état glaciaire pendant que, par contre, l'hémisphère opposé jouirait du maximum de chaleur qu'il puisse recevoir. En raison même de cette inégalité, les courants marins et aériens, dont le principe, comme nous l'avons vu, réside dans les différences de température, éprouveraient d'importants changements. Les vents alizés souffleraient avec plus de violence sur l'hémisphère glacé, et les courants équatoriaux seraient rejetés dans l'hémisphère opposé, ce qui augmenterait encore la différence entre les deux moitiés de la terre. Cette différence se maintiendrait jusqu'à ce que la variation d'excentricité eût ramené les deux hémisphères dans des situations inverses.

Ces conditions admises, la dernière invasion glaciaire daterait de la dernière période de grande excentricité, c'est-à-dire remonterait à deux cent mille ans.

Cette hypothèse, qui est théoriquement admissible, rencontre quelques objections sérieuses.

D'abord, l'hypothèse astronomique veut que les états glaciaires aient alterné sur les deux hémisphères, et les observations faites dans l'Amérique du Sud semblent montrer que les deux phénomènes se sont accomplis en même temps. En outre, si le progrès des glaces est dû à une cause astronomique, le phénomène devrait être identique à lui-même, sur une altitude donnée le long d'un même parallèle, et il

n'en est rien. On sait, en effet, que le terrain erratique, très abondant, par exemple, en Russie, fait entièrement défaut en Sibérie; une troisième objection est tirée de la météorologie. Cette science nous apprend que lorsqu'une mer se couvre de glace, l'évaporation y est interrompue, et par suite les chutes de neige très faibles. En dernier lieu, les observations des géologues américains reportent à un assez petit nombre de milliers d'années le départ des glaces laurentiennes, et la mise à découvert du terrain erratique.

En poussant plus avant l'étude des dépôts pleistocènes, nous verrons si nous ne trouverons pas un certain nombre de faits permettant d'étayer une hypothèse concordant mieux avec les faits que nous venons de relater.

Dans les pays de plaines et de vallées, éloignés des centres de dispersion glaciaire, les dépôts pleistocènes se composent de graviers, de sables, de limon, et d'un limon calcaire particulier dit *loess*.

Ces dépôts s'échelonnent généralement à diverses hauteurs, depuis le fond des vallées jusqu'aux lignes de faîte, et forment des terrasses composées de sables et de graviers recouverts par une couche plus ou moins épaisse de limon.

La composition des alluvions inférieures est du genre de celles que nous avons vu produites par une eau courante : cailloux roulés avec veines et lits de sable fin, au-dessus desquels vient un dépôt limoneux formé évidemment dans une eau plus calme, le tout est couronné par le loess, quelquefois raviné par un limon dit *terre à briques*.

A mesure qu'on s'élève, les graviers et les sables se raréfient, mais le loess ne fait pas défaut, et il est surmonté et raviné par la terre à briques.

Ce dépôt brun rouge, qui recouvre uniformément les dépôts pleistocènes des plaines et des vallées, est le *diluvium rouge*, ainsi nommé par opposition avec les couches sous-jacentes ou *diluvium gris*, dont le premier n'est que la couche superficielle altérée par l'atmosphère.

Parmi les éléments des graviers qui forment le fond des

vallées, la silice, en cailloux roulés, domine, indiquant des cours d'eau à courant violent; ces cailloux alternent avec des lits de sables fins attestant un cours plus tranquille de l'eau, ce qui prouve que l'accumulation des graviers a été causée par des crues. On observe aussi que les graviers proviennent toujours des terrains situés en amont, dans la vallée même du cours d'eau sur les bords duquel on les rencontre. Cela prouve bien qu'on se trouve en présence de véritables alluvions produites par des cours d'eau d'un débit plus puissant que celui des rivières actuelles, et exerçant leur activité dans d'autres conditions de vitesse. A cette époque, les rivières actuellement tranquilles, comme la Seine et la Somme, débitaient de 27 000 à 60 000 mètres cubes, le Var et les rivières voisines jetaient dans la mer des matériaux qui s'accumulaient en deltas torrentiels.

Il est difficile de découvrir un ordre stratigraphique dans les dépôts de glaciers pleistocènes; un seul fait semble hors de doute, c'est que les premiers restes de l'industrie humaine (1) ont été trouvés dans les graviers de la Seine et de la Somme à un niveau plus élevé de 20 ou 30 mètres que le fond de la vallée, et dans des conditions qui donnent fortement à penser que ces fleuves coulaient à ce niveau, au moins à l'époque des grandes crues.

Comme on l'admet généralement, nous supposons que les vallées du nord de la France ont été creusées à la fin du Miocène et durant le Pliocène, et nous adopterons la manière de voir de G. de Mortillet, qui pense qu'à la faveur des mouvements du sol les cours d'eau pleistocènes ont dû affouiller, sur une profondeur d'une vingtaine de mètres, un lit encombré de sables et de graviers, et comme la fonte des glaciers donnait lieu à des crues considérables, les alluvions étaient remaniées à des hauteurs diverses, ce qui produisait des matériaux d'ancienneté inégale que l'on observe aujourd'hui.

(1) Ce sont des outils en silex taillé suivant le mode *acheuléen* ou Chelléen. Voir à ce sujet G. de Mortillet, *le Préhistorique*.

Pendant toute cette période, la température devait être assez douce, puisque les Hippopotames, incapables de supporter un climat froid, peuplaient en abondance les rives des fleuves. Comme ces animaux se nourrissent exclusivement de Graminées, on doit conclure de l'existence de ces Herbivores à une abondante flore de ces végétaux. L'hypothèse est corroborée par le fait de la découverte, dans les alluvions, de coquilles ayant appartenu à des Mollusques aujourd'hui localisés dans la zone méditerranéenne.

Tandis que les graviers offrent une composition variable suivant les terrains où le fleuve creusait son lit, il existe une formation pleistocène qui présente une uniformité remarquable de composition, c'est le *loess*.

C'est une sorte de boue argileuse fortement chargée de Calcaire, et dont la couleur dominante est le brun clair. Outre le silicate d'Aluminium hydraté, on y trouve des grains de quartz anguleux et des petites paillettes de Mica. La matière colorante est de nature ferrugineuse, et le carbonate de Calcium se concentre parfois en concrétions appelées *poupées du loess*. La masse entière est imprégnée de sels alcalins, et l'on n'observe aucune trace de stratification.

En Europe, le loess est très répandu dans les vallées du Rhin, du Danube et de leurs affluents ; il recouvre le Hainaut et le Brabant ; dans le nord de la France, il est assez répandu. On peut dire, d'une façon générale, qu'il ne s'écarte guère des grands massifs accidentés. Il manque en Russie et sur les bords de la mer Baltique. Il ne renferme que des fossiles exclusivement terrestres conservés généralement sans altération, et quelquefois des ossements de Mammifères.

On ignore à peu près totalement l'origine du loess. Pour les uns (Lyell, Belt, Geilhic), c'est une boue glaciaire. Mais cette hypothèse semble devoir être écartée par le fait que le loess contient des coquilles terrestres que ne contiennent jamais les boues glaciaires.

Pour d'autres (Richthofen), les éléments du loess sont

des poussières soulevées par des vents au voisinage de lacs desséchés. Sur les grandes plaines comme celles de l'Asie, il se produit, durant les orages, des tourbillons de poussière qui amènent la production de sédiments d'une notable épaisseur. La pluie répandant ensuite ces sédiments d'une manière uniforme, le sol s'exhaussera petit à petit (p. 123) La principale objection à opposer à cette manière de voir est qu'il semble impossible que des poussières s'accumulent jusqu'à des hauteurs de 400 à 500 mètres, comme cela arrive en Chine. Enfin, il n'y a pas de loess dans la région du Colorado, où les tourbillons de poussière sont cependant aussi fréquents que dans l'Asie centrale.

Quelques géologues admettent une théorie différente, d'après laquelle le ruissellement jouerait le plus grand rôle dans la formation du loess (A. de Lapparent).

On observe, en effet, qu'à la jonction du loess et des pentes contre lesquelles il s'appuie, le dépôt offre des veines de petits cailloux anguleux, et on peut se demander si le ruissellement d'eaux pluviales sur les pentes, entraînant des fragments de pierre et des boues fines, n'aurait pas produit à la longue les accumulations signalées. Si l'on objecte à cette hypothèse la présence du loess sur des plateaux à proximité desquels il n'y a ni pentes ni même de hauteurs d'où les boues puissent descendre, on peut répondre que le travail de l'érosion sur les plateaux émergés a pu faire disparaître ces hauteurs dont le loess aujourd'hui serait le dernier reste. En ce cas, le loess devrait être considéré comme le résidu de la destruction, par les agents atmosphériques, des sables fins déposés pendant les premiers temps de l'ère tertiaire, et qui, sans cesse remaniés, auraient pris la forme de limon calcarifère à l'époque pleistocène. De cette façon l'existence du loess serait la preuve de l'existence de précipitations atmosphériques particulièrement violentes durant les premiers temps de l'ère quaternaire.

Quant à l'âge de ce dépôt, il est difficile à préciser ; il semble résulter des divers travaux entrepris à ce sujet, que,

pour le nord de la France au moins, la masse la plus importante du loess soit postérieure aux alluvions à *Elephas primigenius*.

Les autres dépôts de l'époque pleistocène sont : 1° un limon rouge (diluvium rouge) à cailloux anguleux de silex et pauvre en Calcaire, et dont l'origine n'est pas non plus nettement élucidée ; 2° des Tufs dus à l'activité des sources et dans lesquels on trouve des coquilles de Mollusques et des ossements de Mammifères (*Sus*, *Cervus*, Castor) ; les Tufs pleistocènes les plus riches sont ceux de la Celle, près de Moret (Seine-et-Marne), de Roquevaire (environs de Marseille), de Tlemcen (Algérie), de Massa-Maritima (Toscane) et de Cannstadt (Wurtemberg) ; l'ensemble des restes animaux et végétaux décèle un climat humide et plus doux que le climat actuel (la différence moyenne pouvant être de 4 à 5° centigrades) ; 3° les dépôts de cavernes, l'origine de ces dernières étant due à l'action de cours d'eau souterrains et dans lesquelles les pluies ont pu faire pénétrer des terres venant de la surface.

De l'ensemble des faits que nous venons d'exposer, il résulte qu'outre le phénomène glaciaire l'époque pleistocène a été caractérisée par des pluies diluviennes abondantes, et c'est dans ce régime abondant de pluie qu'on doit, semble-t-il, chercher une partie au moins de l'explication de la grande extension des glaciers.

Rappelons en effet qu'à la fin de l'époque pliocène, les derniers mouvements orogéniques avaient donné aux Alpes et aux autres chaînes de montagnes leur relief définitif. Or, nous savons que ce qui tombe en pluie, sur les plaines et dans les régions de basse altitude, se résoud en neige sur les sommets (p. 214 et suiv.). Par conséquent, l'établissement d'un régime humide a pour conséquence nécessaire la formation de vastes champs de névé, et, par suite, de glaciers. Ce n'est donc pas l'abaissement de la température qui fait naître un régime glaciaire; le froid étant par lui-même impuissant à nourrir les glaciers, c'est la combinaison d'un

régime de grandes pluies avec la formation de hauts massifs montagneux. Nous avons appris que l'érection de chaînes considérables avait commencé dans la période miocène.

Il serait donc possible, d'après ces données, d'attribuer au phénomène glaciaire pleistocène une origine indépendante des conditions astronomiques de la terre. Ce qui nous manque encore, c'est la cause déterminante d'un régime humide. Examinons donc d'un peu plus près la disposition du *drift* partout où il se présente et constatons que les dépôts erratiques sont nettement disposés de part et d'autre de l'axe de l'océan Atlantique, que l'Erratique supérieur a sa limite méridionale d'autant plus voisine de celle de l'Erratique inférieur que l'on est plus proche de l'Atlantique. Ajoutons à cela que le massif de l'Himalaya, qui, dans l'hypothèse où nous nous plaçons, devrait avoir été le théâtre d'une action glaciaire intense, n'en offre que des traces sans importance, eu égard à sa masse.

Devant cette remarque, ne devons-nous pas nous demander si aucun fait tiré de l'histoire de l'océan Atlantique ne viendrait expliquer l'intensité des précipitations atmosphériques.

Nous avons dit, à propos des dépôts tortoniens de l'Amérique, qu'à l'époque où ils se formaient, une chaîne d'îles, peut-être une ligne de rivage, reliait l'Europe aux Antilles. De plus, le littoral septentrional de notre grand Océan n'offre pas au géologue de sédiments tertiaires supérieurs au tortonien. Il est donc vraisemblable de supposer qu'à ces époques un continent ou plusieurs grandes îles occupaient le nord de l'Atlantique.

Nous avons vu aussi que les Argiles de Tortone renferment une faune de Mollusques arctiques, ce qui peut indiquer un premier morcellement des terres atlantiques ; le même fait s'est reproduit à l'époque sicilienne ; le morcellement allait donc en s'accentuant, il a dû se terminer durant le pleistocène, et l'arrivée dans les contrées méridionales d'une masse d'eau froide aussi imposante a eu pour effet

d'abaisser la température moyenne et a produit de grands troubles atmosphériques(1).

Plus tard, sans doute après l'apparition de l'homme, quand l'Atlantique septentrional s'est constitué tel que nous le connaissons aujourd'hui, des causes encore obscures, dont la fermeture complète du golfe du Mexique, du côté du Pacifique, est peut-être la plus importante, ont donné naissance au Gulf-Stream, qui a ramené le climat tempéré que possède aujourd'hui le nord de l'Europe.

Cette explication du phénomène glaciaire, proposée par M. A. de Lapparent, paraît la plus plausible. Cependant il faut reconnaître que toutes les circonstances du phénomène ne sont pas expliquées. D'abord, elle rejette l'hypothèse de périodes glaciaires antérieures au Pleistocène, et nous savons que, pour certains géologues anglais, il existe des traces d'un phénomène glaciaire permien (p. 511 et 512). En outre, on a trouvé en Colombie, dans les Andes et dans l'Afrique du Sud, des traces incontestables de glaciers. De sorte qu'il semble que ce phénomène se soit produit en même temps sur les deux hémisphères et même avec plus d'intensité sur l'hémisphère austral, car, en Patagonie, ils arrivent jusqu'au bord de la mer, à une latitude correspondant à celle de Naples. Il semble donc que l'abaissement de température n'ait pas été un phénomène local, mais un phénomène général dont la cause est encore inconnue.

En résumé, l'ouverture des temps modernes est marquée par les trois faits de première importance, qui, d'après nos définitions, doivent servir d'appui à la division des temps géologiques en ères : un fait paléontologique, l'apparition de l'homme ; un phénomène climatérique, les époques plu-

(1) D'autres faits de moindre importance se sont produits qui ont contribué pour une part aussi à ces phénomènes, c'est le creusement de l'Adriatique et de la mer de l'archipel grec, et la présence en Asie de mers intérieures du type de la Caspienne, et qui s'étendaient fort avant au sud de la Sibérie.

viaires et glaciaires; un changement profond dans la géographie, l'ouverture de l'Atlantique septentrional.

Quant à la durée des temps pleistocènes dont l'évaluation exacte nous renseignerait sur l'antiquité de la race humaine, nous n'en dirons rien. A ce sujet, nous ne pouvons que répéter ce que nous avons dit au commencement de ce second livre. Si ingénieuses que soient les théories proposées pour l'évaluation des périodes géologiques, elles ne reposent sur aucun fait dûment observé, et on ne peut, étant donné l'intensité de l'érosion qui a suivi la période glaciaire, comparer les alluvions de nos rivières avec celles des grands fleuves quaternaires pour en tirer un renseignement si faible qu'il soit sur la longueur de la période.

CHAPITRE VII.

RÉSUMÉ GÉOGRAPHIQUE.

Dans ces dernières pages, nous nous proposons de condenser les renseignements géographiques que nous avons tirés, çà et là, de l'examen des assises sédimentaires; et d'envisager, d'un seul coup d'œil, l'évolution de la Terre pendant la succession des époques géologiques.

Remarquons, tout d'abord, que l'histoire de la Terre ne présente quelque certitude qu'au moment où les dépôts apparaissent incontestablement détritiques, car les assises archéennes, en admettant même qu'elles soient formées d'anciens sédiments, ne présentent aucune trace de ligne de rivage, ni aucun caractère qui permette d'établir avec précision une suite chronologique rationnelle.

Ceci posé, rappelons que les dépôts précambriens sont partout appuyés sur des massifs continentaux, autrefois baignés par la mer; c'est donc autour des affleurements archéens qu'on doit rechercher les lignes de rivage des océans primitifs.

Or, il n'y a, pour ainsi dire, aucune contrée du globe qui ne renferme de ces affleurements; il semble donc que l'on puisse conclure que les terres précambriennes se sont formées partout. Malgré cette apparence, il serait imprudent de conclure aussi vite.

D'abord, il est hors de doute qu'un grand nombre d'assises, regardées provisoirement comme archéennes, seront reconnues, un jour, pour des sédiments métamorphisés, beaucoup plus récents. En second lieu, il suffit de se reporter aux premières pages de ce livre pour voir combien sont puissants les effets de l'érosion, et combien il est vrai-

semblable qu'un grand nombre de massifs archéens, autrefois recouverts par des assises marines, ont été mis à nu par le jeu de causes actuelles. On peut invoquer, en faveur de ce fait, une preuve qui paraîtra décisive, c'est que le Granite affleure largement partout où l'on rencontre les Schistes archéens; or, le Granite n'est venu à la surface que lorsque les assises qui le recouvraient ont été balayées par l'érosion.

La conclusion qu'il faut tirer de là est qu'évidemment les surfaces occupées par l'Archéen sont, aujourd'hui, bien plus étendues que ne l'était, aux temps précambriens, le domaine de la terre ferme.

Observons, à présent, que les couches archéennes sont surtout bien caractérisées dans l'hémisphère septentrional. Elles y forment le Spitzberg, la Finlande, une grande partie de la péninsule scandinave, l'Écosse, le nord de l'Irlande, le Groënland et la région la plus étendue du territoire canadien.

Dans toutes ces régions, de nombreuses bandes de Conglomérats, dépôts essentiellement littoraux, indiquent une ligne de rivage; aussi est-il parfaitement légitime d'admettre l'existence, au début de l'ère primaire, d'une vaste terre occupant la place de l'Atlantique septentrional et environnant le pôle. L'existence de ce continent paléarctique est regardée comme certaine par M. Hull; de même, MM. Nordenskjeld, Mohn, Nathorst, admettent l'existence ancienne d'une terre unique, l'*Arktis*, morcelée aujourd'hui et dont la Norvège, le Spitzberg et la Terre de François-Joseph sont les vestiges.

D'après M. Suess, le Canada, tout au moins dans la région comprise entre l'embouchure du Mackenzie et celle du Saint-Laurent, qu'il appelle le *bouclier canadien*, est un plateau archéen bordé de Conglomérats et de Grès précambriens. Il est donc bien probable que le Canada avait, à l'époque précambrienne, un rivage contre lequel s'édifiaient des sédiments littoraux.

Des caractères identiques se retrouvent en Finlande et en

Laponie. Le même auteur relève les analogies géographiques de ces régions avec le Canada. Les couches sont fortement plissées et présentent un ensemble de lacs et de golfes profonds, à la limite des assises archéennes et précambriennes. Il compare le golfe de Bothnie à la baie d'Hudson; le golfe de Finlande, la mer Blanche, les lacs Onéga, Ladoga, etc., aux lacs et aux golfes nombreux de l'Amérique septentrionale.

Nous renvoyons le lecteur à l'ouvrage de M. Suess, pour la discussion complète de cette question. La conclusion qu'il en tire est qu'on doit considérer le terrain archéen scandinave, réuni à celui des Hébrides, comme le reste d'un continent primordial, relié probablement au Canada par des terres qui ont disparu beaucoup plus tard.

D'autre part, M. Marcel Bertrand montre que les discordances de stratification, constantes entre l'Archéen et le Précambrien, entre le Précambrien et les assises supérieures, attestent l'existence d'une chaîne de montagnes, la chaîne huronienne, à laquelle se rattachaient, peut-être, la Bohême et le Plateau Central de la France.

Les caractères des Grès et des Poudingues précambriens sont ceux des formations dues à l'activité torrentielle. Il est donc probable qu'une érosion énergique attaquait la chaîne huronienne, aux dépens de laquelle se sont édifiés les cordons littoraux du Précambrien, et qui probablement n'a pas eu une longue durée.

Dans l'hémisphère austral, le Brésil renferme un important noyau archéen; l'Afrique, depuis le tropique du Cancer jusqu'au Cap, et l'Australie offrent de nombreux affleurements archéens; malheureusement les études ne sont pas assez avancées pour qu'on puisse conclure à l'existence d'une vaste terre dans ces régions. Tout au plus, peut-on admettre une tendance générale à l'émersion au sud de l'Équateur.

Enfin, dans d'autres régions, telles que la Cordillière des Andes, les Apalaches, l'Oural, il est à peu près certain que

les Micaschistes archéens ne sont venus affleurer qu'à la suite de mouvements du sol, comme ceux qui ont fait affleurer le Gneiss dans les Alpes.

Ainsi donc, au début de l'histoire de la Terre, un vaste continent entoure le pôle arctique; au Sud, s'étend un océan immense parsemé de quelques îles, plus au Sud encore, une mer peu profonde, sans doute, sous les flots de laquelle un mouvement d'émersion commence.

Cherchons à nous rendre compte des modifications que va subir cette mappemonde.

Le début de la période silurienne n'y apporte pas de grands changements. Les assises cambriennes de l'Amérique du Nord atteignent leur plus grande épaisseur dans le sud-est du Canada; en descendant vers le Mississipi, les Calcaires l'emportent sur les Schistes et sur les Grès; la même observation s'applique à l'Europe; on en conclut que, dans le Nord, existait toujours un continent étendu, tandis que la mer occupait les régions plus méridionales. D'ailleurs, ce que l'on connaît surtout du Cambrien caractérise des dépôts profonds; les traits essentiels de la faune la rapprochent beaucoup de la faune abyssale actuelle, c'est l'époque où les Trilobites aveugles sont le plus fréquents.

Les autres assises siluriennes attestent des profondeurs marines moins considérables. Ainsi, en Angleterre, les couches du Ludlow supérieur offrent des bancs littoraux à grands Crustacés et à Poissons; en Russie, en Galicie, le Silurien supérieur est dolomitique. En Amérique, les couches de Clinton et de Médina, par lesquelles débute la formation du Niagara, présentent des caractères littoraux; la formation du Niagara elle-même est couronnée par le groupe d'Onondaga, à dépôts de Gypse et de Sel.

D'après M. Suess, cette fin du Silurien, comme la fin du Précambrien, est marquée par un énergique mouvement tectonique révélé aujourd'hui par le plissement et le redressement des assises; une nouvelle chaîne de montagnes, la chaîne calédonienne, se dresse et accroît le continent pa-

léarctique d'une série de surfaces plissées, bientôt détruites par l'érosion. C'est dans les derniers escarpements de ces montagnes que la mer dévonienne, combinant son action avec celle du ruissellement, effectuera le dépôt de l'*Old red sandstone*.

Signalons, avant de quitter l'époque silurienne, une opinion émise par Neumayr qui, d'accord avec Barrande, reconnaissait en Europe deux provinces distinctes : l'une septentrionale, comprenant la Grande-Bretagne, la Scandinavie, une partie de la Russie; l'autre, plus méridionale, embrassant les Alpes, la Sardaigne, la France, les Pyrénées.

Neumayr a remarqué que les dépôts siluriens, en Chine, en Sibérie, dans l'Himalaya, dans l'Amérique du Nord, en Bolivie, au Chili, dans la République Argentine, offrent les caractères du Silurien anglais et s'écartent notablement du Silurien de Bohême, et il propose de considérer l'Angleterre, la Scandinavie, la Russie, la Chine et l'Amérique septentrionale comme formant une zone arctique ; la Bolivie, le Chili et d'autres dépôts de même latitude, ceux d'Australie entre autres, comme formant une zone antarctique correspondante. Tandis qu'entre les deux se serait étendue une zone équatoriale.

Cette ingénieuse hypothèse n'est malheureusement pas corroborée par les faits, car, en latitude, du 20e degré Nord au 20e degré Sud, on n'a trouvé aucun dépôt silurien. Il est probable qu'il y a là un facies un peu différent dû à ce que l'Europe n'était composée que de quelques îles, la Bohême, l'Armorique, le Plateau Central français, et probablement d'autres moins importantes, que limitaient peut-être des bassins maritimes n'ayant entre eux que des communications restreintes.

La période silurienne s'est achevée, comme le montre M. Suess, par un mouvement tectonique de grande importance, qui a amené l'érection de la chaîne calédonienne ; la conséquence de ce mouvement est une émersion qui se poursuit pendant le Dévonien inférieur, c'est l'époque du dépôt

de l'*Old red sandstone*, lequel s'effectue sur une grande partie du continent paléarctique. Mais à cette phase succède une transgression marine qui va déposer des sédiments nouveaux sur les sédiments siluriens.

Ainsi, en Russie, le Dévonien moyen empiète sur le Grès rouge, amenant avec lui une riche faune marine. Dans le bassin inférieur de la Petchora, les dépôts sont schisteux et pétrolifères. En Amérique, les mêmes couches se retrouvent très exactement, et l'on est en droit de conclure que la mer, au milieu de la période dévonienne, s'est étendue sur la plaine russe, et en Amérique, du Mackenzie aux montagnes Rocheuses. D'ailleurs, après ce retour transgressif, la mer se retire de nouveau et est refoulée vers le Sud. De pareils mouvements de transgression et de régression vont être très fréquents.

C'est avec ce recul de la mer que s'ouvre la période carboniférienne. La présence, dans les premiers dépôts, de formations littorales et terrestres, révèle une série de déplacements des lignes de rivage, mais cette lutte se termine à l'avantage du régime marin, et l'océan, un océan profond, couvre de vastes territoires, en laissant comme traces de son passage l'important dépôt du Calcaire carbonifère.

En Angleterre, comme nous l'avons vu, son épaisseur atteint 1 500 mètres; en Belgique, elle dépasse 800 mètres. On le retrouve en France, en Allemagne, sur la plus grande partie de la Russie, en Chine, au Texas, en Californie, et depuis le Spitzberg jusqu'au Brésil et à l'Australie. Il couvre le Dévonien dont il dépasse les limites. Dans beaucoup de régions des Etats-Unis d'Amérique et en Chine, il repose en concordance sur les Schistes archéens. A cette transgression marine succède un retrait de la mer, qui est suivi de la période houillère proprement dite, durant laquelle des continents stables, sur lesquels coulaient des fleuves importants, se sont établis, attaqués toutefois par la mer, qui déposait des couches calcaires entre les couches de houille, comme nous en avons trouvé en Angleterre (couche de Gannister).

comme on en rencontre dans le bassin franco-belge, en Silésie, en Amérique, etc.

Sur ces continents est née une flore d'une puissance extraordinaire, mais qui n'est pas exactement la même partout. Nous avons fait remarquer que certaines espèces, abondantes dans l'Amérique septentrionale, manquent à l'Europe, que les dépôts carbonifériens de l'Australie, des Indes et de l'Afrique du Sud, offrent une flore ayant des relations accentuées avec celle de l'ère secondaire. Ce qui nous a frappé aussi dans l'étude de l'époque carboniférienne, c'est, malgré quelques différences sensibles, l'analogie des flores de toutes les régions de la terre, et nous avons été conduit ainsi à admettre une uniformité remarquable dans le climat terrestre, depuis les pôles jusqu'à l'Equateur; l'analogie des types végétaux de ce temps avec ceux des contrées tropicales actuelles nous a aussi induit à considérer qu'une température moyenne très élevée a caractérisé cette époque.

A ce propos, Neumayr a formulé quelques objections intéressantes que nous devons exposer ici.

D'après lui, il n'est pas juste d'admettre qu'une végétation abondante ne peut subsister que dans une contrée chaude, et il cite les forêts de la Terre de Feu et des régions tempérées; en outre, le facteur le plus important à considérer dans la formation de la Houille est la rapidité et la totalité de la décomposition des végétaux. Or, celles-ci n'exigent pas une température moyenne très élevée, puisque la formation de la tourbe se fait dans les contrées froides, et non sous l'Equateur.

Donc la Houille n'a pas dû se former dans des contrées très chaudes, et il fait remarquer que, sur une étendue de 30 degrés de part et d'autre de l'Equateur, il n'y a pas de dépôts houillers à Sigillaires et à Lépidodendrées, caractéristiques des dépôts septentrionaux. Il faut donc conclure que le phénomène carboniférien n'a eu toute son ampleur qu'aux latitudes actuellement tempérées. Quant à l'argument

tiré des grandes dimensions des plantes, Neumayr y répond en faisant observer que les Calamites, les Sigillaires et autres végétaux disparus, sont trop éloignés des plantes actuelles pour que l'on puisse conclure logiquement quoi que ce soit touchant les conditions de leur existence.

Pour ce qui est des Fougères arborescentes, elles sont, reconnaît-il, tropicales et subtropicales, mais on en trouve quelques-unes dans la zone tempérée australe et même dans la zone froide. Ensuite, il faut tenir compte de la lutte pour l'existence. Certaines plantes ont prospéré abondamment, puisqu'elles n'avaient pas de concurrentes, et il semble prouvé qu'il n'y avait pas d'Angiospermes durant la période carboniférienne.

C'est aussi par un phénomène d'adaptation que Neumayr répond à l'argument tiré de l'existence de Polypiers constructeurs dans les couches carbonifériennes les plus septentrionales.

Nous pouvons répondre à cela que rien, dans ce que nous observons actuellement, ne nous autorise à penser que les Coraux, qui semblent, au contraire, très sensibles aux moindres variations dans les conditions extérieures, aient pu s'adapter à des conditions bien différentes de celles de l'époque actuelle. Nous avons aussi donné des raisons qui s'opposent à toute comparaison entre la formation de la Tourbe et celle de la Houille (p. 247 à 252).

En somme, malgré l'ingéniosité de ces déductions et sans discuter plus longtemps une question dans laquelle nous avons déjà pris parti, nous voyons que le fait remarquable de l'époque carboniférienne est l'uniformité des conditions climatériques. Il n'y a pas encore de zones différenciées à la surface de la terre. Quant à la cause de cette uniformité, elle est totalement inconnue.

Quand la période carboniférienne touche à sa fin, une nouvelle transgression marine se produit, amenant le dépôt des Calcaires à Fusulines, mais n'ayant pas l'importance de la transgression dinantienne. La mer à Fusulines n'a pas

attaqué l'Europe occidentale, dans laquelle se produit d'ailleurs un effort tectonique énorme, comparable aux deux précédents.

En effet, de l'Armorique à la Bohême, en passant par l'Ardenne, les Vosges et la Saxe, surgit une chaîne de montagnes qui accroît de toute une grande zone ondulée les territoires acquis. C'est la chaîne hercynienne de M. Marcel Bertrand, la chaîne armoricaine et variscique de M. Suess. Vers le même temps, au bord de l'affleurement archéen de l'Amérique septentrionale, un effort semblable érige la chaîne des Apalaches, tandis qu'à l'ouest du continent américain, l'emplacement actuel des montagnes Rocheuses reste sous les eaux.

En Europe donc, à la fin du Stéphanien, le domaine marin est relégué dans la région méditerranéenne. La Russie centrale, la région caspienne, le Caucase sont recouverts par la mer à Fusulines, qui gagne aussi la région actuelle de la mer Blanche. Cet océan est borné à l'Est par une terre asiatique dont le rivage oriental est battu, à son tour, par les vagues du Pacifique, plus étendu en longitude que le Pacifique actuel. Toutefois, par l'Alaska et par le Kamtchatka, le continent paléarctique non entamé s'unissait aux terres américaines : Canada, littoral atlantique actuel jusqu'à la Floride, région des Antilles et Guyane.

Dans l'autre hémisphère, la tendance à l'émersion s'est accusée encore. Sauf la Bolivie, le Pérou et la vallée de l'Amazone, l'Amérique méridionale émerge. En Afrique, tout ce qui s'étend au sud de la ligne Maroc-Tripoli-Delta du Nil est sorti des eaux. Un étroit canal méditerranéen sépare ces terres de l'Europe et qui, gagnant la Perse, limitant au Nord l'Hindoustan, rejoint le Pacifique, tandis qu'à l'Ouest il confond ses eaux avec celles de la vallée de l'Amazone. L'identité des flores permet d'admettre que l'Afrique et l'Amérique du Sud étaient unies, et d'autre part, que ce continent brasilo-africain rejoignait le sud de l'Hindoustan (territoire de Gondwana), l'Arabie et l'Australie, étendant

ainsi sur 200 degrés de longitude et 80 de latitude une terre immense aujourd'hui profondément morcelée.

Mais tandis qu'au Nord les mouvements tectoniques appliquent des territoires nouveaux sur les rivages du continent paléarctique, le grand continent austral se montre d'une stabilité presque absolue qui n'est troublée qu'à ses deux extrémités orientale et occidentale, où surgissent d'une part la Cordillière des Andes, de l'autre une chaîne dont les îles néo-zélandaises sont les vestiges.

Il n'y a guère de différences entre cet état de choses et celui qui marque la fin du Permien. C'est sur les rivages du continent stéphanien qu'au centre de l'Europe la mer permienne dépose les Grès, les Conglomérats, les Schistes que nous avons étudiés en Bohême, en Allemagne et dans l'Autunois.

Le Zechstein, qui se dépose un peu plus tard, indique une mer peu profonde soumise à l'évaporation dans d'étroits bassins (dépôts de Gypse et de Sel gemme). Mais dans l'Europe orientale, le canal méditerranéen existe toujours, déposant jusqu'en Sicile des Calcaires à Ammonoïdes, et s'agrandissant vers l'Est dans l'Arménie, dans le Turkestan et dans la Perse; par là, longeant le nord de l'Inde (Calcaires à *Productus* de Salt-Range), il s'unit au Pacifique, qui vient battre l'Illinois et la région des Apalaches formés récemment.

En résumé, à la fin de l'ère primaire, après une série de transgressions et de retraites encore inexpliquées de l'océan, des masses continentales plus importantes que les terres actuelles sont constituées ; mais l'état d'équilibre vers lequel tend l'effort continu des agents de la dynamique n'est pas atteint, et lentement l'œuvre accomplie dans les temps primaires est détruite, et un premier pas vers l'état actuel se prononce.

Tout d'abord, durant l'époque triasique, les changements sont à peu près nuls. La présence des facies pélagiques du Trias dans les régions arctiques et sur les côtes du Paci-

fique, prouve l'existence d'une mer glaciale en rapport avec l'océan. Le continent indo-africain se maintient encore, puisque les couches de Panchet contiennent des végétaux terrestres (formations lacustres), et qu'on y a retrouvé des restes de *Dicynodon*, comme dans les Grès du Karoo ; en Australie, les formations triasiques sont également lacustres.

L'océan Atlantique n'offrant sur ses bords, tant en Europe qu'en Afrique et en Amérique, aucun dépôt triasique, on peut en conclure que son emplacement était occupé par des terres. On sait, en effet, que le Trias de l'est des États-Unis n'offre que des dépôts lacustres. L'Europe occidentale était occupée par des terres dont les contours sont peu nettement définis et séparées par des bras de mer étroits, où s'est déposé le Muschelkalk.

A la fin de l'époque triasique, la plus grande partie de l'Europe assèche ; des lagunes, où se produit une abondante évaporation, trahie aujourd'hui par de puissants dépôts de Gypse et de Sel gemme, sont les derniers vestiges de ces bras de mer. Notons, cependant, que cet état n'était pas très stable, puisque le Keuper d'Allemagne présente des couches marines intercalées. Par contre, le canal méditerranéen s'est accru en largeur, une mer importante recouvre la région des Alpes, mer dans laquelle l'activité organique est très intense, mais, de l'Est à l'Ouest, la Méditerranée (on peut, dès les temps carbonifériens, lui donner ce nom) n'a pas subi de bien notables changements.

Ceux-ci vont se prononcer durant la période jurassique, et nous n'avons ici qu'à coordonner les notions acquises pendant l'étude stratigraphique des dépôts secondaires.

D'abord, la localisation des Ammonites montre une différenciation en zones, et Neumayr en distingue trois principales.

Une zone boréale qui comprend le Spitzberg, la Nouvelle-Zélande, les bassins de la Petchora, de l'Obi, de l'Ienisseï, de la Lena, le Kamtchatka, les îles Aléoutiennes et l'Alaska. Deux golfes profonds, celui de Moscou et celui du Thibet, se

creusent dans cette zone, où le géologue allemand distingue une province russe et une province himalayenne.

La seconde zone comprend toute l'Europe centrale, elle embrasse l'Angleterre, la France (région alpine exceptée), le sud-ouest de la péninsule Ibérique, l'Allemagne, l'Autriche, la Hongrie et la Pologne ; elle s'avance dans l'Est sur le versant nord du Caucase, et atteint la côte orientale de la mer Caspienne. Dans cette direction, la mer jurassique rencontrait un continent, mais on retrouve en Californie et au Japon les mêmes fossiles qu'en France et en Angleterre. Neumayr distingue dans cette zone plusieurs provinces : européenne, caspienne, penjabienne, californienne.

La troisième zone comprend, en Europe, la région alpine le sud de la France, une partie du Portugal et de l'Espagne l'Italie, les Carpathes, la Crimée ; elle pénètre le massif du Caucase. La limite extrême de cette troisième zone est aux environs de Cracovie. Au Sud, elle descend jusqu'au 38e degré de latitude.

Il y a une délimitation brusque entre la deuxième et la troisième zone jurassique, délimitation que Neumayr attribue à l'existence d'un courant marin chaud. En dehors de l'Europe, la zone tropicale jurassique couvre l'Algérie, l'Asie Mineure, les Indes ; elle descend au sud de l'équateur, on la retrouve dans le Mozambique, à Madagascar, dans le Guatemala et au Pérou. On y distingue cinq provinces : caucasienne, indienne, éthiopienne, colombienne, péruvienne.

Comme on connaît assez peu le Jurassique dans l'hémisphère sud, on ne peut pas affirmer d'une manière positive que les trois provinces se retrouvent au delà de l'équateur. Néanmoins, d'après les données que l'on possède, cela semble probable. Le parallélisme des zones jurassiques avec l'équateur actuel prouve que depuis l'époque dont nous nous occupons, l'axe terrestre est resté fixe. Mais de ce que cette période est la première où l'on distingue, sans conteste, des zones climatériques, on ne doit pas conclure qu'il n'en

existait pas aux âges antérieurs de la terre. Quant aux différences de température de nos trois zones, il est à peu près impossible de les préciser.

Le meilleur caractère est celui que l'on tire des récifs construits. Or, on en rencontre dans le Jurassique anglais et aussi en Allemagne; il faut donc conclure, sauf les faits d'acclimatation difficiles à reconnaître, que la température moyenne des zones était notablement plus élevée qu'aujourd'hui. Les lignes isothermes, si l'on rapproche ce que nous venons de dire de ce qui a été exposé dans les premiers chapitres de ce livre, ont dû reculer d'une vingtaine de degrés dans le Sud.

Les dépôts jurassiques de l'Europe centrale présentent une constance assez grande pour que l'on puisse conclure à l'existence, vers le milieu de la période, d'une mer importante couvrant le sud et le centre de l'Europe, occupant, en plus de l'emplacement de la Méditerranée actuelle, l'Algérie et la Tunisie, s'étendant sur l'Asie Mineure, la Syrie et le Caucase. Les seules terres émergées dans cette région étaient des îles assez peu étendues constituant un archipel européen (fig. 151).

En dehors de l'Europe, l'est des États-Unis d'Amérique n'offre aucun dépôt jurassique, non plus que le Groenland, ce qui fait admettre l'existence d'un continent arctique, vestige, peut-être, du continent paléarctique.

Au sud de l'Europe, le Jurassique manque en Afrique et en Arabie, et les assises crétaciques reposent directement sur les terrains primaires; on en conclut que là s'étendait le rivage méridional de la Méditerranée.

Vers l'Est, les dépôts jurassiques contiennent des couches de Houille (Turkestan, Sibérie), ce qui implique l'existence de terres, avec lacs et cours d'eau, mais, comme à l'embouchure de l'Indus, le Jurassique offre des caractères européens; on doit admettre qu'un détroit séparait cette terre du rivage méditerranéen oriental.

Ce que l'on connaît du Jurassique de l'Afrique orientale,

du Mozambique et de Madagascar, conduit Neumayr à admettre que la mer s'étendait sur toutes ces régions, et comme les dépôts marins sont limités à une bande orientale assez mince, à l'ouest de laquelle ils disparaissent entièrement, il en déduit l'existence d'une terre africaine s'étendant jusqu'aux déserts septentrionaux.

Des considérations tirées de l'étude des faunes, comme par exemple les différences qui existent entre la faune jurassique de l'Afrique australe et celle de Madagascar, et les analogies relevées entre la première et celle de l'Amérique



Fig. 151. — Méditerranée medio-jurassique avec les terres avoisinantes. Les hachures marquent les terres.

méridionale conduisent à supposer qu'une terre séparait complètement les mers qui baignaient ces deux régions. Pour le géologue allemand, cette terre allait de l'Afrique australe aux Indes (il est amené à cette conclusion par l'analogie des faunes marines de ces deux contrées), en passant par l'est de Madagascar et par Ceylan. De cette terre, les îles Seychelles, l'archipel des Maldives et Ceylan même sont les dernières traces.

D'autre part, si le Jurassique de l'Afrique du Sud n'a pas d'équivalent européen, il doit être rapproché de celui du Chili par sa faune littorale. Ceci peut être invoqué en faveur de l'absence d'un océan Atlantique méridional, et de l'union du Brésil avec l'Afrique. Cette hypothèse reçoit une confirmation de ce fait que les dépôts jurassiques sont in-

connus sur les côtes de l'Atlantique austral. Par contre, à l'Ouest, la Méditerranée devait couvrir les Antilles, le Mexique et l'Amérique centrale.

On doit donc concevoir, à cette époque, une Méditerranée bien plus vaste que la Méditerranée actuelle, envoyant au Sud un golfe pénétrant le continent brasilo-africain jusqu'à la colonie du Cap.

A l'est des terres orientales de l'Europe (Turkestan), on trouve des dépôts jurassiques terrestres ou lagunaires, avec végétaux et couches de Houille.

Les Philippines et les îles de la Sonde en sont dépourvues. Mais les dépôts marins réapparaissent au Japon, au sud et à l'ouest de l'Australie, et, en Nouvelle-Zélande, ils indiquent la présence d'une côte. Tout cet ensemble formait probablement une terre unique, un vaste continent séparé du Turkestan par un bras de mer qui rejoignait les mers arctiques. C'est, du moins, ce que l'on doit déduire de l'étude des assises jurassiques thibétaines et de celles du Pamir. D'autre part, le Jurassique australien renferme des Céphalopodes européens, ce qui indique que la Méditerranée, en passant par le détroit signalé plus haut, venait baigner les terres asiatiques et australiennes ; celles-ci donc étaient séparées du continent africain, et ces faits nous montrent que la terre australo-brasilo-africaine de la fin des temps primaires était largement entamée par l'océan.

Ainsi, durant la période jurassique, d'importantes modifications se sont produites, l'hémisphère boréal est beaucoup plus envahi par la mer qu'à l'époque actuelle et qu'à l'époque primaire, et ce morcellement, à peine commencé durant le Trias, s'est peu à peu accentué.

Remarquons, à ce propos, que les faits que nous signalons et les hypothèses qui en ont été déduites par Neumayr ne se rapportent qu'au milieu environ de la période jurassique. Vers la fin de cette époque, une tendance à l'émersion s'accuse en Europe avec les dépôts portlandiens et purbeckiens. C'est-à-dire qu'en étudiant de plus près les différentes épo-

ques du Jurassique, nous retrouverions des oscillations marines, transgressions et reculs. Au début du Lias (étage rhétien), la mer gagne sur les territoires émergés, puis elle recule, revient dans le Médio-jurassique (Bajocien, Bathonien, Callovien, Oxfordien), et, à la fin du Kimeridgien, recule de nouveau pour revenir encore plus tard.

Ce recul de la mer s'accentue surtout à l'ouest de l'Europe, mais l'océan gagne, au contraire, sur l'Europe orientale. C'est la mer à *Aucella* qui couvre une partie de la Russie et, par l'Oural, met en communication la Méditerranée avec la mer sibérienne. Des oscillations répétées suivent cette première phase et caractérisent les époques néocomienne, barrémienne, albienne, puis arrive la grande transgression cénomanienne.

Dans l'Amérique septentrionale, tout le littoral atlantique, les abords du golfe du Mexique, les montagnes Rocheuses jusqu'à l'Alaska sont envahis. En Europe, l'archipel suprajurassique n'est plus représenté que par des îles sans importance ; la Bohême, le Danemark, la Scanie, l'Écosse, la Norvège sont submergés. La Russie méridionale, la région caspienne, subissent le même sort, mais la passe de l'Oural se ferme, et la Méditerranée, s'agrandissant au Nord comme au Sud, couvre la Syrie, l'Afrique du Nord, l'est du Sahara, l'Arabie et, par là, atteint les Indes. L'hémisphère austral est moins entamé, car on ne trouve les traces de l'invasion marine que sur le bord des continents.

Cependant il semble que beaucoup de territoires dans la région arctique aient été respectés. Le Groenland, le Spitzberg, les contrées boréales de la Russie, de la Sibérie, de la Scandinavie et de la Chine sont restés en dehors de cette puissante transgression.

D'après Neumayr, le point de départ de ce mouvement serait la Méditerranée qui, en s'élargissant, aurait donné naissance à l'Atlantique. En effet, celui-ci n'existe pas à l'époque wealdienne, car on trouve des dépôts lacustres sur le littoral portugais, et l'on ne connaît nulle part sur les côtes

atlantiques de sédiments antérieurs au Cénomanien, tandis qu'au contraire le Pacifique et la mer des Indes existent depuis longtemps.

La fin des temps supra-crétaciques est marquée, comme la fin des temps supra-jurassiques, par un recul de la mer, accusé en Europe, par exemple, par les dépôts lacustres du Danien ; aux États-Unis, par les dépôts de Laramie.

Quant au climat de l'époque crétacique, il ne diffère pas sensiblement de celui de la fin du Jurassique. Cependant la zone équatoriale remonte vers le Nord en Espagne et dans les Indes ; elle descend au Sud en France et dans le midi de l'Europe. Neumayr fait remarquer à ce sujet que les variations se manifestent dans les contrées où, auparavant, on notait des empiètements des faunes équatoriales et tempérées. C'est-à-dire que les limites des zones se rapprochent de la direction des cercles de latitude. Il y a là un progrès remarquable vers l'état de choses actuel.

Pour les faunes marines, nous avons vu que M. Munier-Chalmas distingue trois provinces et il explique les différences de faunes par des courants de diverses températures.

Ainsi, la mer de Dalmatie et du Vicentin ne renfermait ni *Micraster*, ni Belemnitelles ; elle devait être abritée des courants froids par un massif émergé, peut-être le premier plissement des Alpes. De même, les courants venus du Sud ont amené, dans le Maine, les Huîtres et les Rudistes de la province méridionale, et c'est des courants venus du Nord qui, selon M. Munier-Chalmas, ont amené dans le bassin parisien les Belemnitelles, abondantes surtout en Scanie. Ces courants septentrionaux, contrariés par les courants du Sud, ont été rejetés vers l'Est et vers le Sud-Est, et ont empêché, par l'abaissement de température qu'ils produisaient, un développement de Rudistes comparable à celui qu'on observe sous la même latitude, en Aquitaine. D'ailleurs, les *Micraster* boréaux, se retrouvant jusque dans les Alpes-Maritimes, ont permis de suivre la direction générale des courants marins.

En somme, le fait géographique important qui est mis en évidence par les faits que nous venons de résumer est la communication qui, à la fin de l'ère secondaire, existe entre l'Europe et l'Amérique du Nord, entre l'Amérique du Sud et l'Afrique, et la présence entre ces terres d'une vaste Méditerranée entourant la terre à peu près parallèlement à l'équateur.

Au début de l'ère tertiaire, durant l'époque éocène, le continent Nord-Atlantique existait encore, car les fossiles de l'Amérique du Nord et de l'Europe, datant de cette époque, offrent un grand nombre de types communs ; c'est entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur, sans doute vers l'époque bartonienne, qu'un effondrement a eu lieu séparant l'Amérique du Nord de l'Europe occidentale, car les Mammifères du Ludien et de l'Oligocène sont très différents dans les deux régions.

Les analogies réapparaissent dans le Miocène pour persister jusqu'à la fin de l'ère. Mais comme il n'y a pas de rapports suffisamment nets entre le Miocène européen et le Miocène américain, il n'est pas certain que la communication ait été rétablie d'une manière aussi absolue. L'Islande, les îles Far-Oër, le Groenland, sont les restes d'un plateau par lequel s'est reliée l'Europe à l'Amérique du Nord. Les gisements lignitifères, avec intercalations de Basalte, sont identiques dans ces régions et montrent bien qu'on se trouve en présence d'un seul continent. C'est la disparition de la plus grande partie de ce continent qui a amené la formation du bassin boréal de l'Atlantique.

Le plateau Sud-Atlantique a persisté plus longtemps. Pendant l'Oligocène, on trouve des espèces identiques de Coraux dans la région des Alpes et dans celle des Antilles. Or, la migration ne pouvait se faire, à cette époque, par les mers boréales, car on ne trouve pas ces mêmes Coraux dans les dépôts septentrionaux ; elle n'a donc pu se faire que par le littoral d'un continent méridional ou, tout au moins, par un archipel d'îles très voisines. D'autre part, l'Eocène supé-

rieur de l'Amérique du Sud contient des Mammifères européens (*Anoplotherium, Paleotherium*) qui manquent à l'Amérique du Nord. Ce fait s'explique si l'on admet d'abord une communication entre l'Amérique du Sud et l'Afrique, celle-ci étant reliée à l'Europe ; ensuite, si l'on se souvient que la Méditerranée couvrait la région des Antilles et par là s'unissait au Pacifique. L'existence de la communication brasilo-africaine reçoit encore une confirmation de l'existence d'Edentés fossiles communs aux deux contrées.

De ce continent Sud-Atlantique(1), il ne reste aujourd'hui que les Açores, les îles du cap Vert et les Canaries. Il est probable qu'au milieu du Miocène les communications devinrent plus difficiles, et qu'à la fin de cette période elles n'existaient plus. A ce moment, l'Atlantique est formé et communique même avec le Pacifique par la région des Antilles. Mais cette passe se ferme aussi bientôt et dans le Miocène même, car l'existence de Mammifères identiques dans le nord et dans le sud de l'Amérique conduit à admettre l'existence d'une terre entre les deux, terre assez vaste, dont les îles du golfe du Mexique sont les vestiges. Sans doute c'est vers la fin de l'ère tertiaire que la communication fut interrompue et que s'effectua l'effort tectonique donnant naissance à la mer des Caraïbes dont les espèces marines sont originaires du Pacifique. En somme, la soudure actuelle des deux continents américains est récente, et c'est par elle que les Glyptodons passèrent du Sud au Nord, pendant que les Tapirs, les Chevaux, les Mastodontes et les Camélidés passaient du Nord au Sud.

Cependant, en Europe, la région méditerranéenne était le théâtre de modifications considérables.

Au début de l'ère, la mer recule et se partage en bras peu larges, où se déposent les terrains nummulitiques, puis une

(1) Nous évitons de donner à ces terres Nord et Sud le nom d'*Atlantide* pour ne pas produire de confusion. L'Atlantide des anciens a été habitée par l'Homme. Les continents dont nous parlons ont cessé d'exister longtemps avant son apparition.

transgression a lieu, moins importante toutefois que la transgression crétacique ; le bassin de Paris, le sud de l'Angleterre, une partie de la Belgique, la région alpine, la Russie méridionale, l'Himalaya, le nord de l'Afrique, avec la Syrie, l'Arabie et la Perse sont submergés, la Méditerranée communique avec l'océan boréal par une passe étroite au versant est de l'Oural, puis un premier mouvement tectonique a lieu, les Pyrénées surgissent et la mer recule ; il se dépose du Gypse et des sédiments d'eau douce ; c'est l'époque des grands lacs oligocènes.

Avec le Miocène, une nouvelle invasion marine a lieu, révélée par la Mollasse de Suisse, puis un phénomène orogénique, tel qu'il ne s'en était pas produit depuis le plissement hercynien, se manifeste entre le continent austral toujours stable et les restes des terres primaires qui résistent énergiquement ; l'Atlas, le Maroc, les Alpes, l'Apennin, le Caucase, l'Himalaya, surgissent. Pour un temps, la Méditerranée occidentale disparaît ; puis, consécutifs à tout effort de plissement, les effondrements se font sentir, activés encore par le réveil de l'énergie interne ; le détroit de Gibraltar s'ouvre, la mer Tyrrhénienne, l'Adriatique, la Méditerranée occidentale se creusent, celle-ci communiquant encore pour quelque temps avec la mer des Indes par la mer Rouge.

Les Baléares, la Corse et la Sardaigne, avec d'autres îles moins importantes, restent dans la Méditerranée seules traces du soulèvement ; plus tard, le bassin oriental de cette mer s'unit au bassin occidental, avec l'archipel grec comme dernier témoin de l'action orogénique, et l'isthme de Suez se ferme.

Telle est la fin de l'ère tertiaire. Durant le Pleistocène ce qui restait du continent Nord-Atlantique disparaît, et ce nouvel effondrement s'accompagne de phénomènes volcaniques qui séparent les îles Britanniques et la péninsule scandinave, les eaux boréales, descendant librement au Sud, établissent sur l'Europe et sur l'Amérique du Nord un régime froid, plu-

vieux, puis glaciaire, et dans ces contrées l'Homme fait son apparition.

En définitive, les changements les plus importants se sont produits entre deux bandes de terres stables : l'une allant au nord de l'Alaska à l'Oural par le Canada, le Groënland et la Scandinavie ; l'autre, au sud, est le continent brasilo-africain ; entre ces deux bandes apparues de bonne heure s'étend une zone de moindre résistance, parsemée de massifs anciens qui ont toujours fait dévier les efforts tectoniques (Plateau central de France, Bohême). A l'est de l'Eurasie s'est formée très anciennement une vaste mer, l'océan Pacifique ; un peu plus tard, l'océan Indien ; l'Atlantique est de formation beaucoup plus récente.

Ce sont là les plus grandes phases de l'évolution de la Terre. Les résultats acquis peuvent sembler peu nombreux et peu importants, mais il faut songer que la Géologie n'est pas encore bien éloignée de ses débuts comme science positive et mesurer le chemin parcouru. Les géologues sont en possession d'un petit nombre de faits, mais ils sont incontestables et étayent solidement les hypothèses, puis on doit espérer qu'avec l'avenir et l'accroissement ininterrompu du champ d'observations, bien des points obscurs s'élucideront, bien des hypothèses recevront confirmation, bien des faits nouveaux apparaîtront.

Quoi qu'il en soit, nous espérons avoir montré, dans ces dernières pages, l'importance et l'intérêt de la Géologie, inséparable, en somme, de la Géographie physique, et non pas uniquement bornée à une énumération, parfois fastidieuse, de dépôts, d'assises, de couches et de fossiles caractéristiques.

INDEX ALPHABÉTIQUE

B

G

H

I

L

M

N

P

Q

R

IMPRIMERIE DE CHOISY-LE-ROI.